

## Tectónica compresiva sinsedimentaria de edad Viseense Superior en la cuenca de Sidi Bettache (Meseta noroccidental marroquí)\*

Late Visean synsedimentary compressive tectonism into the Sidi Bettache Basin (northwestern Moroccan Meseta)

Abdellah Lakhroufi<sup>1</sup>, Naïma Hamoumi<sup>2</sup>, Ali Saquaque<sup>3</sup> & Miguel Ángel de San José<sup>4</sup>

1. ENS Rabat-Takaddoum. Département de Géologie, Av. Oued Akkrach, B.P. 5118, Rabat, Marruecos. E. mail: Klakloul@yahoo.fr.

2. Université Mohamed V, Faculté des Sciences Rabat-Agdal, Département de Géologie, rue Ibn Batouta, Rabat, Marruecos.

3. Univ. Kadi Ayad, Fac. des Sciences Marrakech-Semlalia, Département de Géologie, Marrakech, Marruecos.

4. Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas & Instituto de Geología Económica CSIC-UCM. José Antonio Novais, 2. 28040 Madrid, España. E-mail: destrati@geo.ucm.es

**PALABRAS CLAVE:** Meseta noroccidental marroquí, Cuenca de Sidi Bettache, Fameno-Dinantiense, Deformación sinsedimentaria, Rampas, Transpresión-transensión.

**KEY WORDS:** Northwestern Moroccan Meseta, Sidi Bettache Basin, Famennian- Dinantian, Synsedimentary deformation, Ramps, Transension-transpression.

**Mots-Clés:** Meseta Marocain noroccidentale, Bassin de Sidi Bettache, Fameno-Dinantien, Déformation synsédimentaire, Rampes, Transension-transpression.

### RESUMEN

Para explicar la apertura y evolución de la cuenca fameno-dinantiense de Sidi Bettache (BSB; Meseta noroccidental marroquí), han sido propuestos modelos de *pull-apart* y de transensión-transpresión. Sin embargo, en ausencia de argumentos plausibles, estos modelos han permanecido como puramente conceptuales.

Nuestra contribución corrobora el segundo modelo con la puesta en evidencia de una fase transpresiva durante la evolución de la BSB. En este sentido, mostramos la existencia, en la parte occidental de la cuenca, de una deformación compresiva sinsedimentaria intra-Viseense Superior asociada localmente a una deformación distensiva.

En términos de tectónica analítica, nuestros datos ponen énfasis en el análisis geométrico de las rampas y la evolución de un cabalgamiento que aprovecha este tipo de estructuras tectónicas durante su propagación.

Finalmente, desde el punto de vista geodinámico, el campo de acortamiento ha sufrido una rotación antihoraria entre el Fameniense Superior (edad de apertura de la BSB) y el Viseense Superior, pasando del ENE-WNW al NE-SW.

### ABSTRACT

Pull apart and transtension –transpression models were successively proposed to explain the opening modalities and the evolution of the Famennian-Dinantian Sidi Bettache Basin (BSB). However, these two models remained purely conceptual. The objective of our contribution is to support the validity of the second model. Thus, we give evidence of an intra Late Visean synsedimentary compressive deformation in the western part of the BSB associated, locally, with a distensive tectonic.

In terms of analytic tectonic, our data are focussed essentially on geometric analysis of ramps and the evolution of an overthrusting making use of this type of tectonic structures for its propagation.

From the geodynamic point of view, the BSB shortening field azimuth has undergone a relative counterclockwise rotation between the Late Famennian (when SBB was open) and the Late Visean, switching from the ENE-WSW to the NE-SW direction.

### RÉSUMÉ

Les modèles de *pull-apart* et de transtension-transpression ont été successivement proposés pour expliquer l'ouverture du Bassin fameno-dinantien de Sidi Bettache (BSB) et son évolution. Néanmoins, à défaut d'arguments plausibles, ces deux modèles sont restés purement conceptuels.

Notre contribution corrobore le deuxième modèle en mettant en évidence la réalité d'une phase transpressive dans l'évolution du BSB. Dans ce sens, nous montrons l'existence, dans la partie occidentale du bassin, d'une déformation compressive synsédimentaire intra-Viseén Supérieur qui associe localement une déformation distensive.

En terme de tectonique analytique, nos données portent essentiellement sur l'analyse géométrique des rampes et l'évolution d'un chevauchement qui utilise ce type de structure tectonique lors de sa propagation.

Enfin, sur le plan géodynamique, le champ de raccourcissement a subi une rotation anti-horaire entre le Famennien Supérieur (âge d'ouverture du BSB) et le Viseén Supérieur. Celui-ci passe de la direction ENE-WSW à celle NE-SW.

\* Este trabajo constituye una versión española del capítulo 1.4: "Tectónica sinsedimentaria" de la Tesis de Estado defendida en el año 2002 por Abdellah Lakhroufi, para obtener el grado de Doctor en Ciencias por la Universidad de Rabat. En el texto que se presenta se ha intentado respetar al máximo la estructura y desarrollo del manuscrito original, así como sus figuras y gráficos, introduciendo sólo algunas de las numerosas observaciones formuladas por los revisores, aunque, con el fin de no modificar demasiado dicho texto no se hayan podido tener en cuenta otras igualmente importantes.

## 1. INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Sidi Bettache (BSB) —elemento principal de la parte norte de la Meseta occidental marroquí (PIQUÉ & MICHARD, 1989)— se abrió en el Fameniense Superior (PIQUÉ, 1979), entre el bloque caledónico de Séhoul al N, el de Zaer-Oulmès al S, y el Bloque Costero al O, mientras que la cresta de Aguetouane la limita por el E (TAHIRI, 1991) (Fig.1). Al igual que las otras cuencas fameno-dinantienses de la Meseta occidental, su génesis es concomitante con la deformación y levantamiento de la Meseta oriental durante la Fase Bretona. Aunque las modalidades de su apertura se conciben de forma diferente según los autores, todos concuerdan acerca del papel jugado por esta fase compresiva hercínica precoz en la activación de los corredores de cizallamiento y la puesta en movimiento de los bloques de la Meseta occidental, que son las causas del inicio de la subsidencia de la Cuenca de Sidi Bettache. Se han propuesto sucesivamente dos tipos de modelos: el modelo de tipo *pull-apart* (PIQUÉ, 1979; ROLIN *et al.*, 1985; HOEPFFNER, 1987; AARAB & BEAUCHAMP, 1987) y el modelo de tipo transtensivo (LAKHLOUFI, 1988, BOUABDELLI, 1989; FADLI, 1990; TAHIRI, 1991). Respecto a las modalidades de su estructuración, todavía más controvertidas, éstas no constituyen el propósito de este artículo (LAKHLOUFI *et al.*, 2001).

Así pues, la historia geológica de esta parte del dominio orogénico varisco marroquí está lejos de estar cerrada, y permanece siempre de actualidad. En este artículo se abordará también otro aspecto de la geología de la Cuenca de Sidi Bettache hasta ahora ignorado: la existencia de una tectónica compresiva sinsedimentaria de edad Viseense Superior.

## 2. ESTADO DE CONOCIMIENTOS Y PROBLEMAS PLANTEADOS

Según PIQUÉ (1979, 1994), el sustrato de la Cuenca de Sidi Bettache correspondería a un amplio compartimento (bloque único) hundido tras la dislocación de la plataforma carbonatada del Devónico Medio, antes del Carbonífero. Las fracturas estarían pues limitadas a los bordes de la cuenca y serían entonces responsables de su apertura, su evolución y ulteriormente de su estructuración, así como de la crónica de su magmatismo básico. En resumen, toda la historia geológica de esta vasta área de sedimentación estaría registrada en la actividad de sus márgenes, mientras la parte central no haría más que

reflejarla pasivamente, a la manera de una zona subcratónica. Es esta concepción la que ha orientado la mayor parte de los trabajos posteriores (FADLI, 1990; EL HASSANI, 1990; ZAHRAOUI, 1991) exclusivamente sobre las áreas marginales de la cuenca.

Los trabajos anteriores de uno de nosotros (LAKHLOUFI, 1988, 1992) en la región de Had Brachwa (parte central de la Cuenca de Sidi Bettache) han mostrado que el sustrato de la cuenca está en realidad formado por una yuxtaposición de bloques de zócalo limitados por una red de fracturas (NNW-SSE, NNE-SSW y ENE-WSW). La importancia de estas fallas, en especial las NNW-SSE, reside en el hecho de que ellas han permitido el emplazamiento de lavas básicas en pleno centro de la cuenca durante el Tournaisiense-Viseense Inferior, y han controlado con posterioridad la deformación polifásica de esta región. Esta realidad estructural se va a ver ulteriormente reforzada por el hecho de que el magmatismo básico en la Cuenca de Sidi Bettache es esencialmente tributario de los accidentes NNW-SSE a NW-SE, que hienden su sustrato independientemente de sus márgenes (LAKHLOUFI, *et al.*, 2000). Estos hechos contradicen la concepción largo tiempo admitida sobre la Cuenca de Sidi Bettache, y sientan las bases para un nuevo enfoque que convierte a los datos relativos a las regiones centrales de la cuenca en los elementos de base que permiten una reconstrucción fiable de la historia geológica de esta extensa área de sedimentación.

La idea del mecanismo transcurrente de las fallas limítrofes, que habría dado lugar a la apertura de la cuenca y a su evolución (PIQUÉ, 1979; FADLI, 1990; EL HASSANI, 1990; TAHIRI, 1991) surge esencialmente de la interpretación a escala regional. Los datos de campo disponibles hasta el momento no permiten la puesta en evidencia de la componente de desgarre de estas fallas. La hipótesis emitida por TAHIRI (1991) sobre la existencia de un esfuerzo principal subhorizontal a la altura de los márgenes de la cuenca, pero vertical en su interior, queda entonces sin apoyo a partir de los datos de campo.

Otro aspecto del problema, también inherente a la geología de la Cuenca de Sidi Bettache, es saber en qué estadio de su evolución ha comenzado la deformación compresiva. Dicho de otro modo: cuándo esta supuesta transtensión habría cedido su puesto a la transpresión que precede al cierre de la cuenca. Para intentar responder a esta pregunta, los conocimientos disponibles permiten contemplar dos casos, según se trate de la edad relativa de la deformación, o de la absoluta:

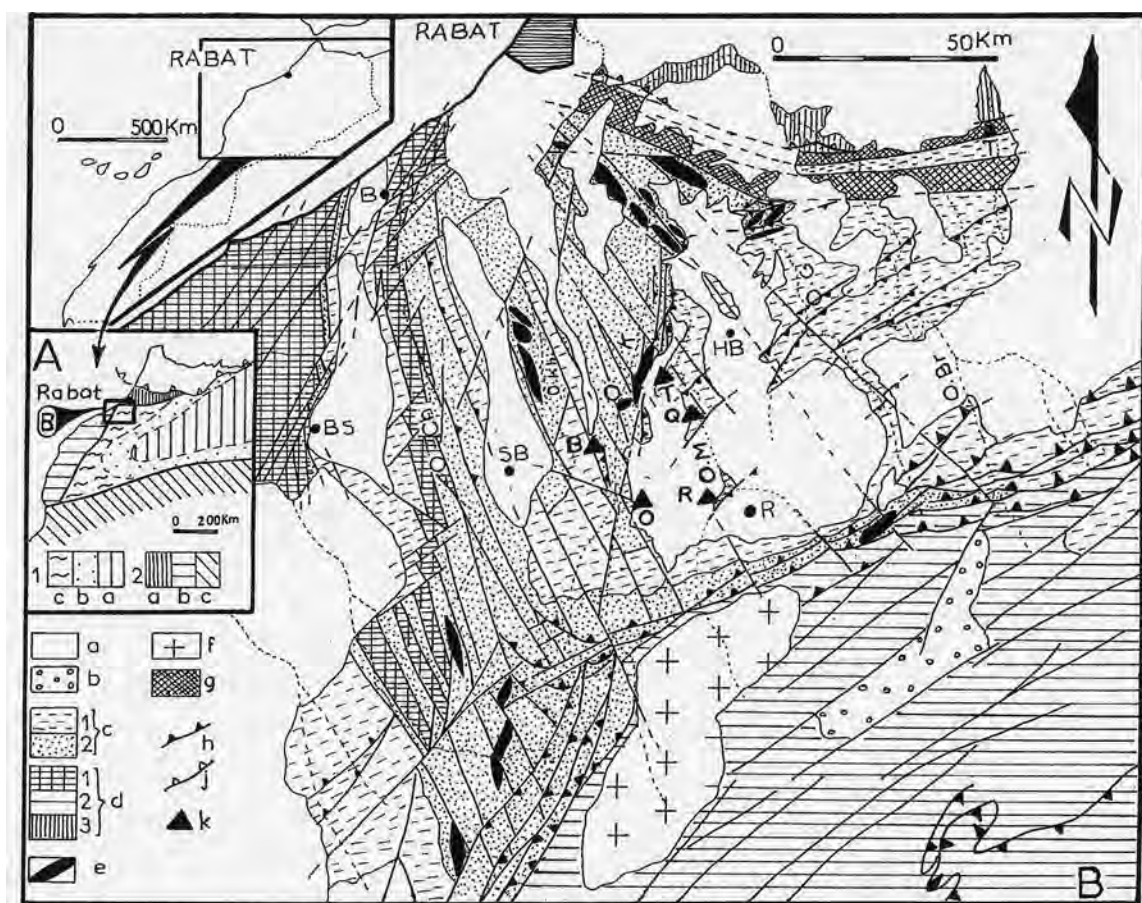


Fig. 1.-Esquema estructural de la Meseta noroccidental marroquí.

- A) Dominio orogénico varisco marroquí y sus antepaíses. 1- dominio de la Orogénesis Varisca: a-estructurado durante la Fase Bretónica, hacia 360 Ma (Meseta oriental); b-estructurado durante el Viseense Superior, hacia 330 Ma (arco comprendiendo la parte este de la Meseta oriental); c-estructurado posteriormente al Viseense Superior, hacia 300 Ma (Meseta occidental). 2- los antepaíses: a-Bloque caledónico de Sehoul; b-Bloque Costero; c-Dominio Antiatlásico.
- B) La Cuenca de Sidi Bettache (BSB) y sus bloques marginales: a-Cobertera posthercínica; b-Moladas westfalienses; c-Terrenos famenodinantienses de la BSB: [ 1-Viseense Medio-Viseense Superior (conglomerados, areniscas y areniscolutitas), 2- Fameniense Superior-Viseense Inferior (conglomerados, areniscas, cuarcitas y lutitas con nódulos ferruginosos)]; d- Terrenos ante-Devónico Superior de los bloques marginales de la BSB: [1 y 2-Ordovícico-Devónico Medio (cuarcitas, lutitas micáceas, lutitas negruzcas y calizas), 3-Cámbrico Medio (filitas)]; e- Yacimientos de rocas magmáticas básicas de edad Tournaisiense-Viseense Inferior a Viseense Medio (los afloramientos del Oued Khellata son de edad pérmica). f-Granito hercínico de Zaer; g-Zona de Cizalla Normesetena; h-Cabalgamientos hercínicos; j-Cabalgamientos caledónicos; k-Sectores de estudio: B- Bled Bel Allawi, O- Oulad Baba Alf, Q-Sidi Qadi Haja, R- ojal de Rommani, T-Koudiat Twicha.
- Red fluvial: O. Br.- Oued Bou Regreg; O.Ch.-Oued Cherrat; OG.- Oued Grou; O.Kh.-Oued Khellata; O.K.- Oued Khorifla; O.M.-Oued Al Mechra.
  - Localidades: B- Bouznika, BS-Ben Slimane, SB-Sidi Bettache, R- Rommani, T-Tiflet, HB-Región de Had Brachwa.
- Structural sketchmap of the Moroccan northwestern Meseta.
- A) Morocco Variscan Orogenic Domain and its forelands. 1- domain of the Variscan Orogeny: a – structured during the Bretonic Phase, *circa* 360 My (Meseta oriental): b-structured during the Late Visean, *circa* 330 My (arc comprising the easternmost part of the Meseta oriental), c- structured subsequently to Late Visean, *circa* 300 My (Meseta occidental). 2 – Forelands: a – Sehoul caledonian Block; b – Coastal Block; c – Anti-Atlasian Domain.
- B) The Sidi-Bettache Basin (BSB) and its bordering blocks: a-posthercynian cover; b-Westphalian molasses; BSB Famennian-Dinantian terrains: [1-Middle Visean-Late Visean (conglomerates, sandstones and sandstone-lutites), 2-Late Famennian-Lower Visean (conglomerates, sandstones, quartzites and nodular ironstone-bearing lutites); d- pre-Late Devonian terrains of the BSB bordering blocks: [ 1 and 2-Ordovician-Middle Devonian (quartzites, micaceous siltites, black shales and limestones), 3-Middle Cambrian (phyllites)]; e-Tournaisian –Lower Visean to Middle Visean basic rock deposits (Oued Khellata outcrops are of Permian age). f-Zaer hercynian granite; g-Nord Mesetian Shear Zone; h-hercynian thrusts; j-caledonian thrusts; k-study sectors: B-Bled Bel Allawi, O-Oulad Baba Alf, Q-Sidi Qadi Haja, R-Rommani inlier, T-Koudiat Twicha.
- Rivers: O-Oued Bou Regreg; O.Ch.-Oued Cherrat; O.G.-Oued Grou; O.Kh.-Oued Khellata; O. K.-Oued Kori-fla; O.M.-Oued Al Mechra.
  - Localities: B - Bouznika, BS - Ben Slimane, SB - Sidi Bettache, R - Rommani, T-Tiflet, HB - Had Brachwa area.



—Sobre el plano estratigráfico, y en ausencia de cualquier indicio de una deformación compresiva sinsedimentaria tangible, la estructuración de la cuenca ha sido tradicionalmente considerada como de edad namuro-westfaliense, en todo caso posterior al Viseense Superior-Namuriense inicial (Serpujoviense), edad de los depósitos más recientes de la cuenca previos a esta estructuración. La datación de estos depósitos ha sido hecha por IZART & VIESLET (1988) con base en foraminíferos.

—Sobre el plano radiométrico, y de acuerdo con la distribución de edades K/Ar obtenidas a partir de “las fracciones granulométricas de los esquistos paleozoicos de Marruecos” (HUON, 1985), la deformación principal hercínica en la Meseta occidental septentrional, comprendida la Cuenca de Sidi Bettache, se habría desarrollado entre 298 y 290 Ma, o sea el Pérmico inicial según la escala de los tiempos geológicos de GRADSTEIN *et al* (2004). No obstante, la obtención de una edad de 320 Ma para los “esquistos anquizontales devónicos” del entorno del margen noroccidental de la cuenca, confiere a esta deformación un carácter muy precoz, ya que se habría desarrollado durante el Serpujoviense, o sea, justo al final o todavía durante el curso del relleno de la cuenca.

En este trabajo se describen por primera vez estructuras indicativas de una tectónica compresiva sinsedimentaria que afecta a materiales del Viseense Superior dentro del relleno de la Cuenca de Sidi Bettache, lo que lleva aún más atrás en el tiempo el inicio de esta deformación, cuyo final ha dejado su impronta radiométrica en el marco de esta cuenca. Estos nuevos datos también sirven para contribuir a la reconstrucción de las modalidades de la evolución de esta cuenca, y por consiguiente de su contexto geodinámico, lo que constituye, entre otros, el objetivo a alcanzar por este artículo.

### 3. DATOS RELATIVOS A LA DEFORMACIÓN SINSSEDIMENTARIA

Esta deformación afecta a alternancias arenoso-lutíticas de origen turbidítico (PIQUÉ, 1984; IZART & VIESLET, 1988; LAKHLOUFI, 1992, 2002) que afloran en la parte central y centrooccidental de la Cuenca de Sidi Bettache (Fig.1); en los sectores del ojal de Rommani, Sidi Qadí Haja (Ouljat al Karma) y Koudiat Twicha, situados a lo largo del valle del Oued al Mechra (Hoja de ar Rommani a 1/50.000), así como Oulad Baba Ali (Hoja de ar Rommani) y Bled Bel Allawi (Hoja de Sidi Bettache a 1/50.000), situados sobre las

vertientes del valle del Oued Korifla. Estos afloramientos corresponden a la parte superior del relleno de la BSB ( $\approx$  Fm. del Oued al Mechra, de PIQUÉ, 1984), y están datados, o atribuidos por correlación al Viseense Superior. En ellos dicha tectónica se expresa por una deformación sinsedimentaria localmente importante, tanto a la escala de los bancos areniscosos como del afloramiento, que engendra estructuras que conservan características geométricas constantes, comparables de un sector a otro. Estas estructuras son esencialmente rampas (Fig. 2) que de forma accesoria llevan asociado un plegamiento subordinado, y que son comunes al conjunto de los sectores afectados por esta deformación tectónica. Además de estas estructuras, los terrenos del ojal de Rommani están igualmente afectados por fallas inversas clásicas, por pliegues y por fallas normales.

La caracterización de la geometría de estas diferentes estructuras, la demostración de la existencia de una tectónica compresiva sinsedimentaria y la reconstrucción de la historia de la evolución de la Cuenca de Sidi Bettache, son los principales objetivos de este artículo. Por otra parte, los cabalgamientos con rampas sinsedimentarias o fallas inversas, y a la escala del banco arenoso individual, son poco conocidos en la literatura (salvo los relacionados con deslizamientos y *slumps*, o con actividad paleosísmica). Por ello se llevará a cabo previamente la comparación del diseño de estas rampas con el modelo geométrico descriptivo establecido para estructuras a escala regional.

#### 3.1. Las estructuras sinsedimentarias compresivas

##### 3.1.1. Las rampas

###### A) Definiciones

“Son fallas inversas que afectan a una o varias capas y aseguran la continuidad entre un contacto anormal de despegue situado en la base de la serie fallada en el lado del frente de la falla, y otro despegue situado en su techo, en el lado opuesto” (FOUCAULT & RAOULT, 1984). Este tipo de geometría de los contactos cabalgantes fue descrito por primera vez a escala regional por RICH (1934), en los Apalaches. Este autor resaltó entonces la constancia del ángulo de buzamiento de la parte inclinada del contacto anormal (rampa), que era del orden de 30°. GRAHAM *et al*. (1987) han introducido una nomenclatura francófona por adaptación de la terminología anglosajona relativa al modelo geométrico descriptivo de DAHLSTROM (1970), ELLIOT & JOHNSON (1979) y

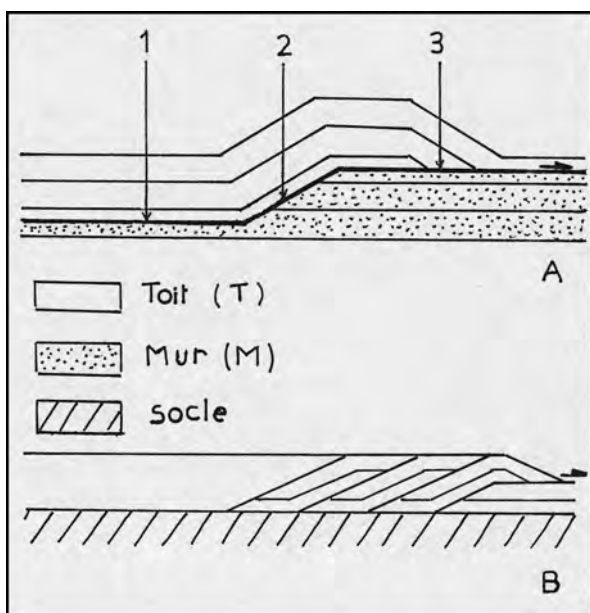


Fig. 2.-Cabalgamientos con rampas (GRAHAM *et al.*, 1987).

—A. Dispositivo elemental de un cabalgamiento. 1- Rellano de techo y de muro. 2- Rellano de techo y rampa de muro. 3- Rampa de techo y rellano de muro. T: techo; M: muro; S: zócalo.

—B. Geometría de un dúplex.

—Ramp thrustings (GRAHAM *et al.*, 1987).

—A. Thrust elemental device. 1- Hangingwall & footwall flats. 2- Hangingwall flat & footwall ramp. 3- Hangingwall ramp & footwall flat. T: hangingwall; M: footwall; S: socle.

—B. Duplex geometry.

BOYER & ELLIOT (1982). Este modelo ha sido establecido para estructuras que fueron descritas en los Pirineos y la Montaña Negra. A la escala de afloramiento, estructuras de este tipo afectando a un solo banco arenoso han sido descritas por BRADLEY & BRADLEY (1994) en flyschs devónicos.

Con el fin de intentar aplicar la nomenclatura de este modelo geométrico descriptivo, adaptándolo a las estructuras engendradas por la deformación sinsedimentaria, se hace necesario recordar esta nomenclatura, que se basa sobre las relaciones geométricas entre el contacto cabalgante y los planos de estratificación, que pueden ser paralelos entre sí u oblicuos (Fig. 2A). En el primer caso se tiene un “rellano”, en el segundo, una “rampa”. Como para un mismo sector del contacto cabalgante la estratificación puede ser paralela a él por un lado, y oblicua por el otro, se ha introducido el concepto de “muro” y de “techo”, que corresponde respectivamente a los volúmenes rocosos infra y suprayacentes al contacto tectónico.

Por esto, el modelo geométrico descriptivo presenta dos casos en los que una rampa puede ser observable. El primer caso está materializado por la oblicuidad de la porción inclinada del contacto sobre la estratificación horizontal del muro; se habla entonces de “rampa de muro”. El segundo caso lo es por la oblicuidad de la estratificación del techo sobre la parte horizontal superior de contacto; se habla entonces de “rampa de techo”. En este último caso, en relación con la rampa se forma una estructura “antiformal” al nivel del volumen rocoso del techo (Fig. 2 A). Este antiforme se forma a caballo sobre la parte inclinada de la falla y su parte horizontal superior, y determina para su flanco “occidental” un rellano (rellano de techo), y para su flanco “oriental” una rampa (rampa de techo).

El dispositivo elemental que acabamos de describir puede repetirse idéntico a sí mismo a todo lo largo de un mismo nivel estratigráfico limitado por dos contactos anormales. Se forma entonces una imbricación particular de escamas tectónicas, que constituye un dúplex (Fig. 2B).

Antes de discutir los diferentes aspectos (geometría, modalidades de formación y de funcionamiento) propios de las rampas generadas por la deformación sinsedimentaria, y de intentar correlacionarlas con el modelo geométrico descriptivo, vamos a utilizar el término de rampa en el sentido de FOUCAULT & RAOULT (1984). Más allá de las consideraciones inherentes a la geometría de estas rampas, estos ejemplos servirán para la demostración del carácter sinsedimentario de estas estructuras.

#### B) Ejemplos de rampas y de estructuras asociadas

Estas estructuras se observan especialmente en las alternancias arenoso-lutíticas de los diferentes sectores precitados de la Cuenca de Sidi Bettache. No obstante, en el ojal de Rommani y el sector de Oulad Baba Ali, las rampas asimismo afectan a los bancos arenosos de las barras que allí se intercalan. Las estructuras más diversificadas y más pedagógicas se pueden observar en las areno-lutitas del norte de Sidi Qadi Haja, por lo que servirán en gran parte de ejemplos de ilustración. Por otra parte, en todos los sectores antes citados, los cabalgamientos con rampas presentan las características comunes que siguen:

i. Desde el punto de vista geométrico, la inclinación de una rampa, tanto si es de tipo sigmoidal, con pendiente variable, como de tipo “plano” o “chato”, con pendiente débil, es de valor constante.

ii. Una rampa sólo afecta, casi exclusivamente, a un único banco arenoso, y puede ser o aislada o repetitiva (Fig. 3B y C).

iii. La repetición de rampas a intervalos cortos genera imbricaciones que constituyen especies de escamas y de dúplex.

iv. A veces se observan rampas de vergencias opuestas al nivel de un mismo banco arenoso (Fig. 3 A), o de un banco al otro (Fig. 3B).

v. Una rampa puede evolucionar a una estructura compleja seguida de repeticiones múltiples.

vi. Una rampa o una imbricación de escamas puede estar acompañada de un plegamiento subordinado, o replegada por éste.

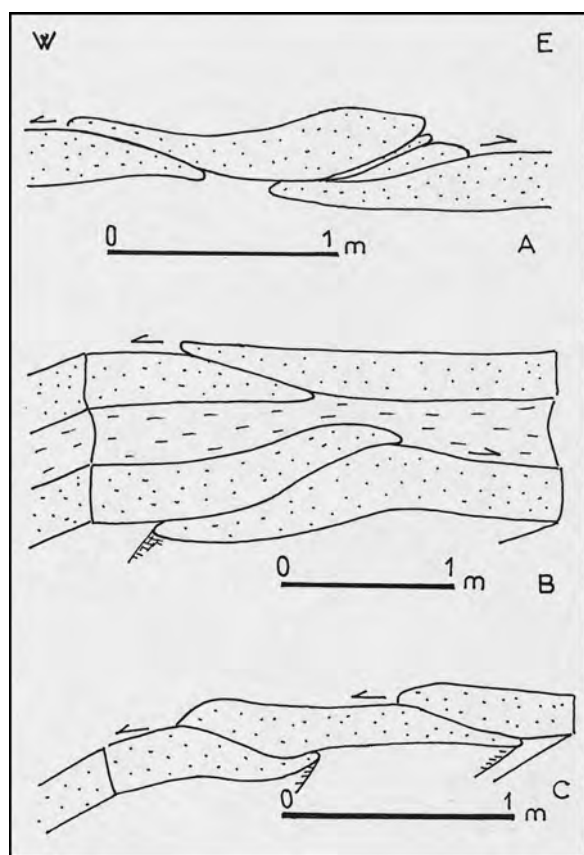


Fig. 3.—Diferentes tipos de rampas.

- A. Rampas conjugadas divergentes (Ojal de Rommani).
- B. Rampas conjugadas convergentes (Ojal de Rommani).
- C. Rampas repetitivas (imbricadas).
- Several kinds of ramps.
- A. Divergent conjugate ramps (Rommani inlier).
- B. Convergent conjugate ramps (Rommani inlier).
- A. Repetitive (imbricated) ramps.

### Sector de Sidi Qadi Haja

Al norte de Sidi Qadi Haja, sobre la margen derecha del Oued al Mechra, aflora una sucesión arenoso-lutítica en el núcleo del Anticlinal de

Ouljat al Karma (LAKHLOUFI, 1988, 1992) del lado del flanco sur (pliegue de escala cartográfica, de dirección N 70°). El flanco norte se presta mal a la observación aquí; sólo es hacia el norte, a lo largo de la margen izquierda del Oued al Mechra, y al nordeste, en la vertiente derecha de un profundo *chaabat*, donde afloran las arenolutitas. Es especialmente en estos lugares donde se han hecho las observaciones más variadas de contactos cabalgantes, rampas y estructuras asociadas, identificados, como el resto de los que se mencionan en el presente trabajo, mediante las coordenadas Lambert de las localidades o parajes donde se encuentran.

i. Paraje de los alrededores del punto x = 382,9; y = 336,9

A lo largo de varias decenas de metros de potencia, los bancos arenosos de una sucesión arenoso-lutítica en el flanco sur del pliegue presentan rampas asociadas a veces a un plegamiento, o replegadas por éste. Se observan diversos casos de estructuras.

a) Ejemplos de rampas que afectan sólo en parte a un banco arenoso

Puede ocurrir que una rampa no afecte más que al término inferior o al superior de un banco arenoso. En el primer caso, el término basal del banco puede estar localmente desdoblado por una rampa plana muy poco inclinada (Fig. 4A) o imbricado en varias rampas sigmoidales (Fig. 4B). En ambos casos, el dispositivo está sellado por las láminas del término superior de estos bancos. El primer ejemplo muestra que las dos extremidades del banco se recubren ampliamente (de orden pluridecimétrico), lo que causa su aumento local de espesor pero sin deformación interna notable, mientras que en el segundo ejemplo la imbricación de las rampas sigmoidales se acompaña de deformación de las láminas y de flujo del material; de aquí el engrosamiento local importante del banco. El término superior del banco abraza esta imbricación de escamas y presenta un abovedamiento anticlinal. Así, el rellano inferior del contacto cabalgante se sitúa bajo el banco, mientras que el rellano superior pasa hasta el interior de éste, en el techo del primer “término” deformado.

En el caso en que sea el “término” superior del banco arenoso el que está deformado, se puede observar un despegue de este mismo por encima de la parte basal del banco (Fig. 4C). Este ejemplo muestra que el contacto es subhorizontal y afecta al flanco inverso, corto, de un micropliegue acostado de arrastre que le precede. Esta estructura está fosilizada por el interestrato lutítico y el estrato que contiene, y muestra igualmente un abovedamiento



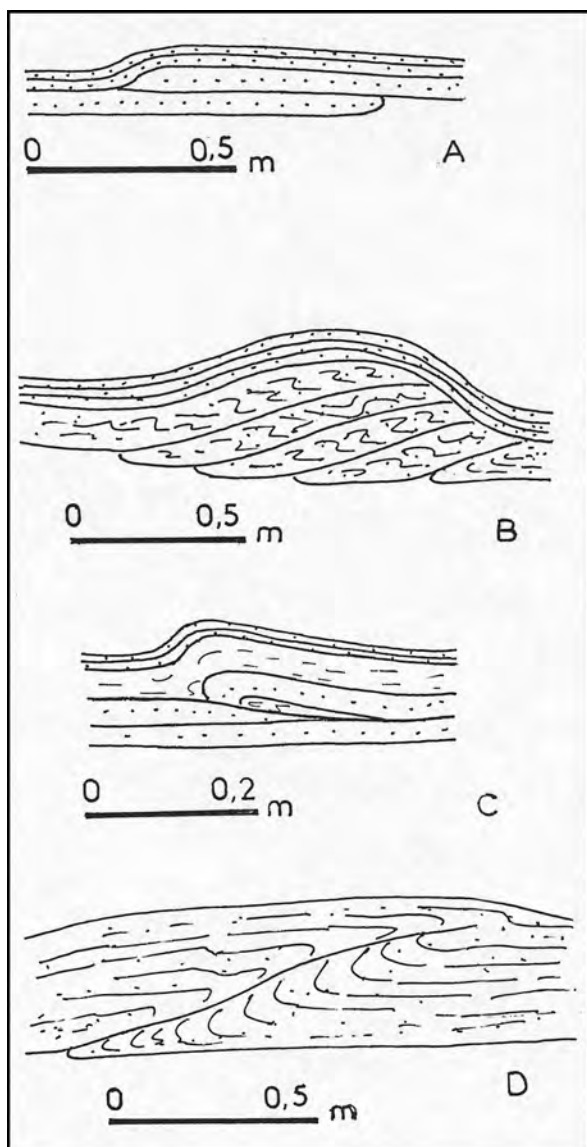


Fig. 4.—Rampas y contactos cabalgantes afectando sólo en parte a un banco arenoso.

—Ramps and thrust contacts only affecting in part to a sandstone layer.

anticlinal encorvado en el sentido de la vergencia de la rampa. Esta figura marca muy probablemente el amortiguamiento momentáneo de un contacto cabalgante sito al techo del término basal del banco arenoso (rellano inferior).

Estos tres ejemplos atestiguan inequívocamente el carácter sinsedimentario de esta deformación. Otro caso (Fig. 4D) ilustra igualmente este hecho; la rampa que afecta al banco arenoso en casi todo su espesor se presenta muy discontinua debido a una cicatrización íntima durante la litificación, que hace que la rampa no se manifieste más que por la existencia de micropliegues en gancho que deforman las láminas a techo y muro del contacto (convolutas falladas), y por un engrosamiento local del banco. PETIT & LAVILLE (1987) describen formas similares, aunque las interpretan en relación con deformaciones hidroplásticas.

b) Ejemplos de rampas que afectan por entero a un banco arenoso

Un banco arenoso puede estar afectado por rampas todas de la misma vergencia generando recubrimientos variados según que sean “planas” o “sigmoidales” (Fig. 5). El mismo banco puede presentar rampas conjugadas no deformadas (Figs. 3A y 6A), o plegadas (Fig. 6B). Rampas de la misma vergencia, no deformadas, pueden generar un “dúplex” simple que puede sufrir un “retrocabalgamiento” por la entrada en juego de una rampa “plana” de vergencia opuesta (Fig. 7). Una rampa puede estar bloqueada y deformada si el dispositivo no está desbloqueado por otras rampas válvulas (Fig. 8 A y B). En este último caso se observan una o dos rampas abortadas, situadas directamente por delante de la activa. El banco se engrosa localmente por desdoblamiento parcial, por deformación interna y por un comienzo de flexión.

Un banco arenoso afectado y engrosado por una imbricación de escamas puede estar sobremontado por bancos e interestratos lutíticos que adoptarían una flexión de la misma vergencia

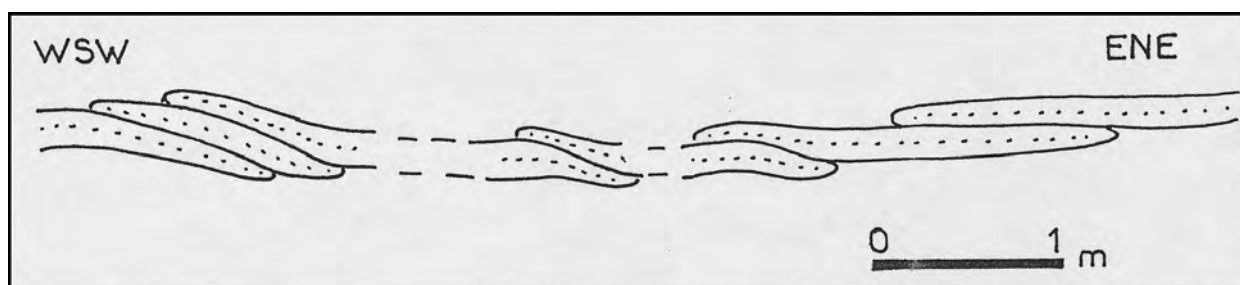


Fig. 5.—Rampas sigmoidales imbricadas deformadas o no, y rampas planas (o llanas) de la misma vergencia.

—Deformed or not deformed imbricate horses, and equal-pitching plane (or smooth) ramps.

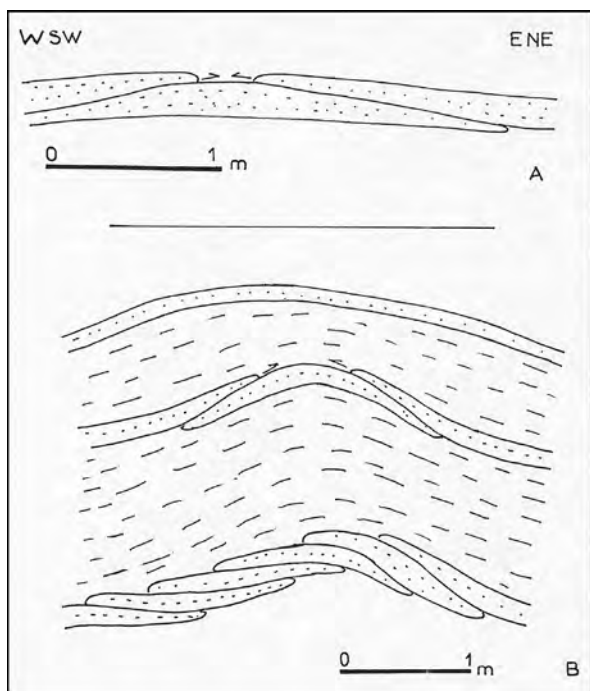


Fig. 6.—Rampas imbricadas de la misma vergencia y rampas convergentes.

—A. Rampas conjugadas convergentes no deformadas por el plegamiento.

—B. Rampas imbricadas deformadas por el plegamiento.

—Equal – pitching imbricate ramps and convergent ramps.

—A. Convergent conjugate ramps undeformed by folding.

—B. Imbricate ramps deformed by folding.

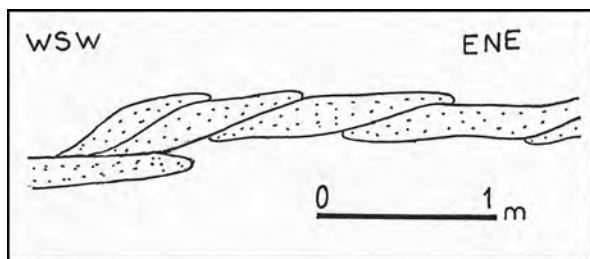


Fig. 7.—Imbricación de rampas reafectadas por un contacto llano de vergencia opuesta.

—Imbrication of ramps reaffected by an opposite – pitching plane contact.

que dichas rampas (Fig. 9). Un dúplex constituido por una imbricación de escamas de igual vergencia puede estar deformado por un pliegue anticlinal métrico (Fig. 6). Al nivel de estas escamas, el banco arenoso muestra láminas deformadas y convolucionadas, en donde las convoluciones disimétricas lo son en sentido opuesto al

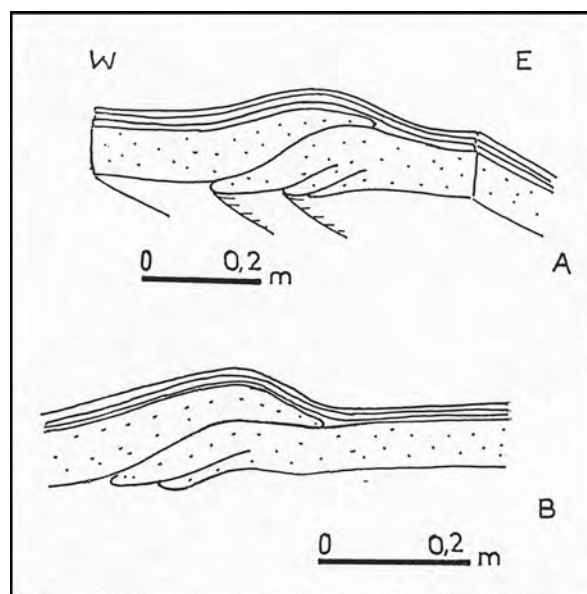


Fig. 8.—Rampas sigmoidales y rampas abortadas.

—Horses and failed ramps.

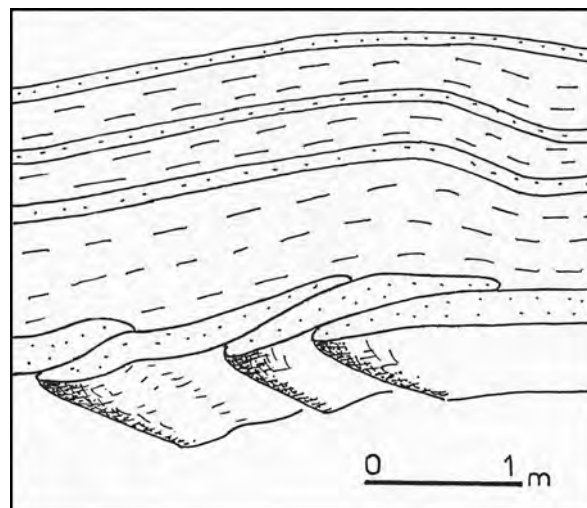


Fig. 9.—Rampas imbricadas coronadas por bancos plegados.

—Imbricate ramps overlain by folded beds.

movimiento cabalgante. Este primer banco con imbricaciones está sobremontado por un ancho interestrato lutítico, a su vez sobremontado por un segundo banco arenoso, y es el conjunto el que está deformado por el anticlinal. El segundo banco muestra dos rampas de vergencias opuestas, convergentes, cada una situada sobre uno de los dos flancos del pliegue. Este dispositivo está sellado por un segundo interbanco lutítico y el banco arenoso que se le superpone, que muestran un



amplio abovedamiento anticlinal, tras el que la continuación de la serie se presenta horizontal. En este caso, podemos resaltar que las rampas que generan el dúplex al nivel del primer banco arenoso aparecen deformadas por el plegamiento, mientras que las de vergencias opuestas que afectan al segundo banco no lo están, y se posicionan cada una en la zona de inflexión de los dos flancos, pareciendo haberse iniciado durante la flexión. Este ejemplo ilustra elegantemente una deformación progresiva sinsedimentaria bajo los efectos de un acortamiento persistente a la escala del tiempo de la génesis de esta estructura.

Se pueden observar casos de estructuras complejas como el de la figura 10, en la que se puede establecer una secuencia temporal de acontecimientos. Una rampa de vergencia ENE está recortada por rampas de vergencia opuesta que se bloquean y se pliegan. Una nueva rampa de la misma vergencia desbloquea de nuevo el sistema cercenando hasta su base las rampas plegadas. Las láminas paralelas suprayacentes moldean esta estructura y están en parte afectadas por el contacto más reciente, que se les pone paralelo hacia el techo del rellano superior.

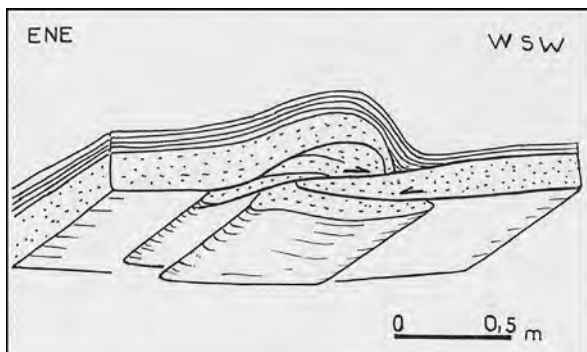


Fig. 10.—Dúplex polifásico complejo.

—Complex polyphasic duplex.

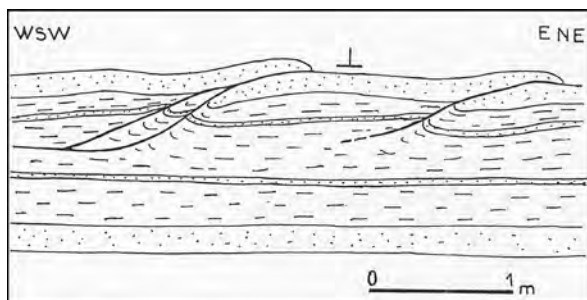


Fig. 11.—Amígdala tectónica aislada por una rampa desdoblada dentro de un interbanco lutítico con niveles arenosos.

—Tectonic amygdale isolated by a ramp duplicated inside a lutitic interbed with sandstone layers.

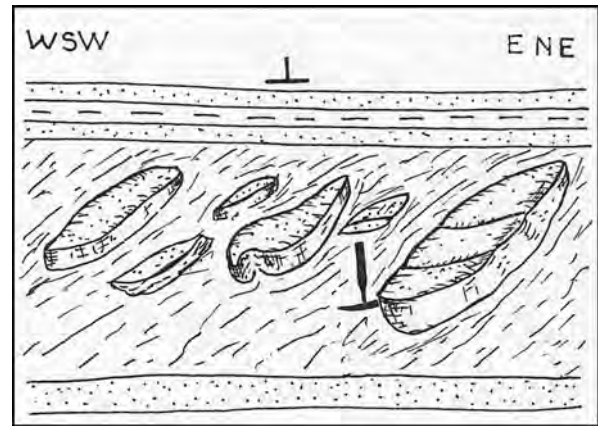


Fig. 12.—Lenticulas tectónicas formadas dentro de un material al estado hidroplástico, al nivel de un contacto cabalgante.

—Tectonic lenticles developed inside an hydroplastic state material, at the level of a thrusting contact.

ii. Paraje 2 (alrededores del punto  $x = 383,1$ ;  $y = 337,25$ ).

En este lugar, se pueden describir tres tipos de estructuras:

— El primer caso corresponde a una rampa que afecta a un banco arenoso y a un estrato en el seno del interbanco lutítico suprayacente (Fig. 11). El contacto cabalgante presenta un rellano inferior que se puede seguir en el seno del interbanco, y una rampa de vergencia ENE. Ésta se desdobra en dos contactos al nivel del intervalo lutítico, y delimita un lentejón tectónico que engloba una parte del estrato arenoso antes de reunirse al nivel del banco arenoso suprayacente, de espesor decimétrico.

— El segundo caso es el de un (¿o varios?) banco arenoso espeso que está completamente desmembrado en amígdalas tectónicas distintas, aisladas, configuradas en un material deformado al estado hidroplástico (Fig. 12). Estas amígdalas son de dimensión decimétrica a pluridecimétrica, dispuestas oblicuamente con respecto a la estratificación sub y suprayacente, no afectada por la deformación. Este “corredor” tectónico es de una anchura del orden del metro y corresponde a un importante contacto horizontal en el que una eventual organización previa en rellanos y rampas se encuentra completamente obliterada debido a una evolución prolongada del dispositivo a causa, según parece, de la importancia del movimiento cabalgante en juego a este nivel. Los contactos cabalgantes inferior y superior se habrían fusionado en una sola banda que está jalonada de bloques lenticulares. Estos últimos provienen, al parecer, del desmembramiento por las rampas ya que conservan una disposición oblicua que les es

comparable. Este ejemplo ilustra un caso extremo del de la figura 11, donde se ha asistido a un comienzo del nacimiento de lentículas tectónicas dentro de un dispositivo de cabalgamiento en rampas. A este propósito, y por simple analogía entre la organización de este contacto cabalgante y la de una zona de cizalla, las rampas pueden equipararse con fracturas tipo "P" (Fig. 13). Es útil resaltar aquí esta aparente similitud, pues a ella nos referiremos más adelante en este artículo.

– El tercer caso es el de una sucesión areniscosolutítica de varios metros de potencia situada directamente bajo el contacto precedente y donde los bancos areniscosos están afectados, además

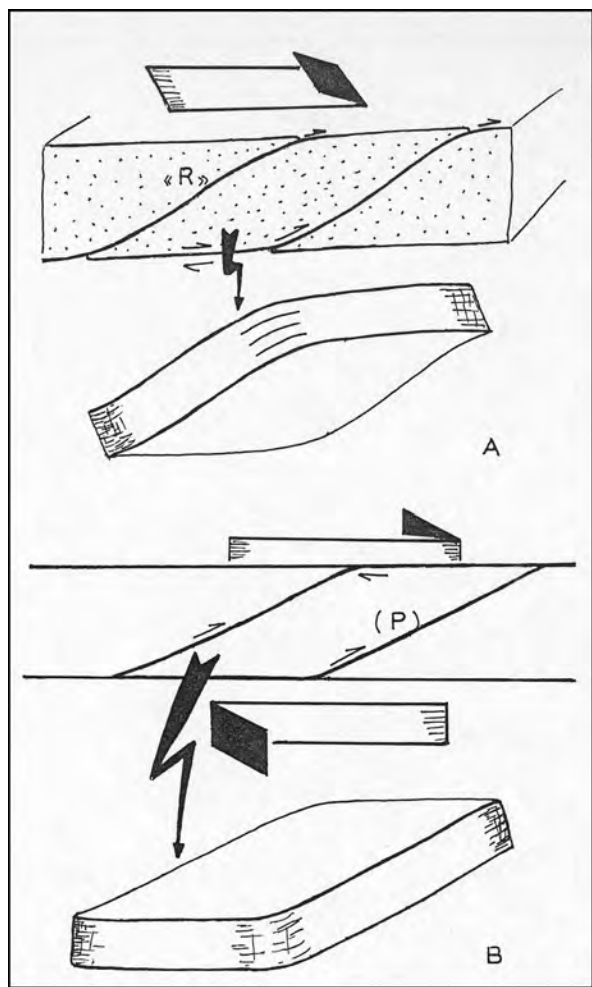


Fig. 13.—Génesis de lentículas tectónicas dentro de un corredor de cabalgamiento con rampas (A), y dentro de un corredor de cizallamiento (B) donde dominan las fracturas tipo "P".

–Tectonic lenticles development inside a ramp-thrust corridor (A), and inside a shear corridor (B) where "P" fractures dominates.

de por las rampas, por otro importante haz de contactos cabalgantes (Fig. 14). Estos contactos están a veces asociados a pliegues de arrastre de flancos cortos (que están generalmente) cizallados y débilmente inclinados (no excediendo los 30°) cuando no están concordantes con la estratificación. Según toda evidencia, los pliegues de arrastre preceden por su formación al desarrollo de contactos cabalgantes, y nacen en primer lugar en rodilla, antes de que el flanco corto se invierta y tienda a paralelizarse con el flanco largo, y acabe por ser cizallado por el cabalgamiento. El pliegue y el contacto anormal son de la misma vergencia, y en el límite de la evolución de la estructura hay formación de un lentejón tectónico que está formado por el aislamiento de la charnela engrosada y una parte de sus flancos adelgazados. La deformación afecta a un material que se encuentra todavía en estado hidroplástico, de ahí el nacimiento de bloques lenticulares engrosados, que conservan la apariencia del aspecto "fangoso" del momento de su formación. Además de este aspecto de los cabalgamientos, son frecuentes las rampas que ocasionan el engrosamiento local de los bancos. La figura 15 ilustra un aspecto de este tipo de estructura. Este caso y su precedente forman parte de un mismo horizonte areniscosolutítico donde se concentran los contactos anormales a lo largo de más de 10 m de potencia. Se trata pues de un importante nivel de despegue.

iii. Paraje de los alrededores de  $x = 382,25$ ;  $y = 337,3$ .

Este paraje está situado en la margen izquierda del Oued al Mechra y pertenece al flanco norte del Anticlinal de Ouljat al Karma. Aquí, en las arenolutitas se observa un cabalgamiento poco inclinado hacia el NE que se termina hacia lo alto en un haz de fracturas inversas y de rampas (Fig. 15). El bloque inferior de este contacto cabalgante muestra un pliegue sinclinal de escala métrica acostado hacia el SW que posee un flanco corto cercenado por el contacto anormal. Los dos últimos bancos areniscosos que están implicados en el juego de este contacto muestran un desplazamiento horizontal menos importante (de orden decimétrico) y presentan un espesor contrastado entre el compartimento cabalgante y el cabalgado, donde éste se duplica. También se observa una importante deformación hidroplástica de estos dos bancos al nivel del bloque superior afectado por el haz de fracturas inversas, en tanto que los bancos más antiguos (más bajos) no muestran este patrón de deformación. Estos tres criterios prueban de forma unívoca el juego sinsedimentario de esta estructura tectónica compresiva.

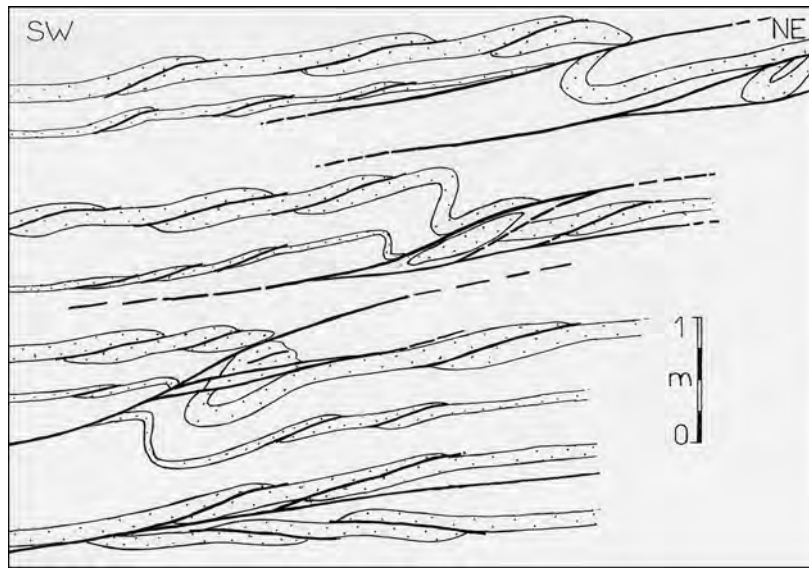


Fig. 14.—Nivel importante de deformación sinsedimentaria compresiva en el que los cabalgamientos se asocian a rampas (generalmente “planas”) y a pliegues de arrastre.

—Main synsedimentary compressive deformation level, in which thrustings associates with ramps (generally plane) and dragfolds.

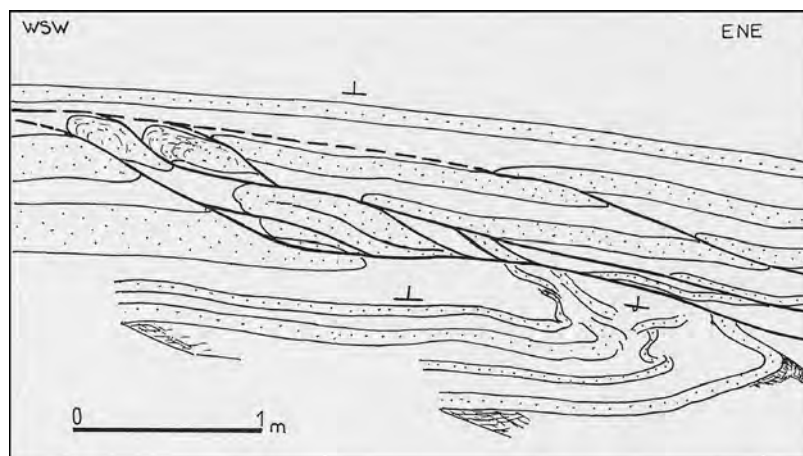


Fig. 15.—Pliegue con flanco corto invertido que evoluciona a cabalgamiento sinsedimentario.

—Fold with reverse short flank evolving to a synsedimentary thrusting.

La cronología relativa de los eventos tectónicos y sedimentarios que acompañan la génesis y la evolución de esta estructura (génesis del pliegue acostado que evoluciona a falla inversa cabalgante, amortiguamiento progresivo del desplazamiento horizontal de la falla, diferenciación de un pequeño “alto fondo” por encima del bloque cabalgante y de un “area subsidente” por debajo del bloque cabalgado) muestra allí también que se trata de una estructura que toma forma dentro de un campo de esfuerzos permanente durante el tiempo de su formación.

Así, las características geométricas de los cabalgamientos con rampas y sus pliegues aso-

ciados en el sector de Sidi Qadi Haja, permanecen constantes y comparables pese a la diversidad de los ejemplos expuestos, quedando como rasgo común la vergencia conjugada de las rampas, que tiene lugar generalmente hacia el NE a NNE y hacia el SW a SSW (tras restitución a la horizontal de So). La naturaleza sinsedimentaria de la deformación compresiva es indiscutible, así como su carácter progresivo; diversos eventos se relevan en el espacio y en el tiempo. Estos hechos demuestran claramente que durante el origen de esta deformación sinsedimentaria existió una compresión constante, dirigida globalmente NE-SW.



### Otros sectores

No haremos aquí más que adornar la imagen ya perfilada, mediante algunos casos de estructuras diferentes, en unos u otros de los restantes sectores:

– Una rampa puede afectar a un solo banco arenoso entre una pila de bancos de una barra arenosa; es el caso, por ejemplo, del ojal de Rommani en el punto  $x = 384,85$ ;  $y = 326,6$  (Fig. 3A) y en el sector de Oulad Baba Ali ( $x = 377,15$ ;  $y = 326,2$ ). En ambos, los rellanos inferiores y superiores se confunden con las juntas lutíticas.

– La sucesión arenosolutítica superior del ojal de Rommani presenta rampas a las que se asocian pliegues-fallas y pliegues. Es el caso, por ejemplo, del punto  $x = 385,65$ ;  $y = 326,9$  (Figs. 16 y 17) donde ocasionalmente se observan micropliegues afectando a los bancos arenosos (de espesor pluricentimétrico) que nacen antes de evolucionar a pliegues-rampas. En otros casos, son las rampas las que evolucionan a rampa-pliegue. La vergencia global de estas estructuras sinsedimentarias aquí es hacia el SSW (tras restitución a la horizontal de  $S_0$ ).

– En el sector de Koudiat Twicha, se pueden observar ciertos casos de rampas complejas, como es el ejemplo tomado en el punto  $x = 379,8$ ;  $y = 339,2$  (Fig. 18). Éste muestra una sucesión de eventos que suceden a un bloqueo repetido en el funcionamiento del dispositivo de rampas, cuya cronología puede escalonarse como sigue: - nacimiento de rampas espaciadas; - bloqueo en la progresión de los cabalgamientos y removilización de las rampas anteriores, lo que engendra recubrimientos importantes del banco y en consecuencia su engrosamiento local, - de nuevo, removilización de una antigua rampa (¿o creación de una nueva?) para desbloquear el movimiento del dispositivo de cabalgamiento.

– En fin, y como conclusión de este inventario, citaremos en este mismo sector el ejemplo de rampas sigmoidales perfectas (Fig. 19). La pendiente es del orden de  $50^\circ$  al nivel de la zona de inflexión, mientras que lo es de  $25^\circ$  a  $30^\circ$  al nivel de las curvaturas cóncavas y convexas de las rampas. En este sector, la dirección de las rampas y por consiguiente su vergencia son variables, vistas las repeticiones polifásicas ulteriores (LAKHLOUFI, 1988). Ocurre lo mismo en los sectores de Oulad Baba Ali y Bled Bel Allawi: (LAKHLOUFI, *in prep.*).

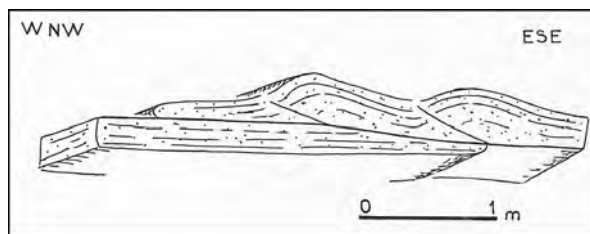


Fig. 16.–Contacto cabalgante plano en cuyo techo se desarrollan pliegues y contactos inclinados secundarios.

–Plane thrust contact with folds and minor dipping contacts developed on its hangingwall.

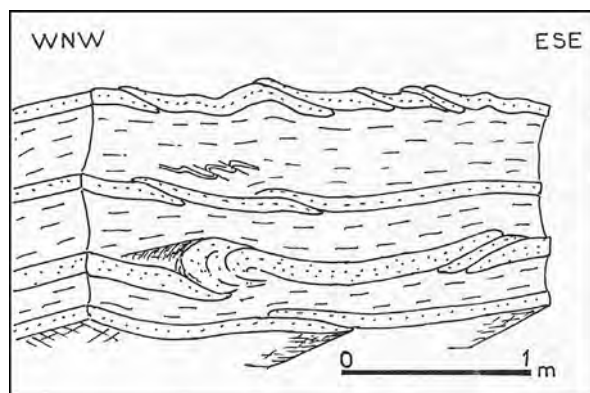


Fig. 17.–Rampas deformadas, plegadas, y pliegues-rampas.

–Distorted ramps, folded ramps and ramp-folds.

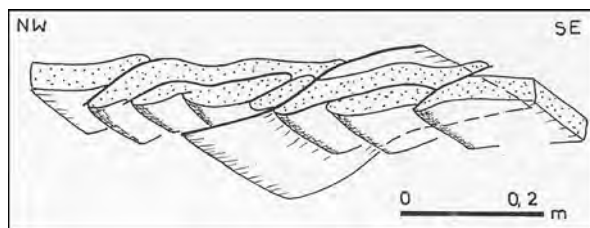


Fig. 18.–Imbricación de rampas de historia polifásica.

–Polyphasic-history ramps imbrication.

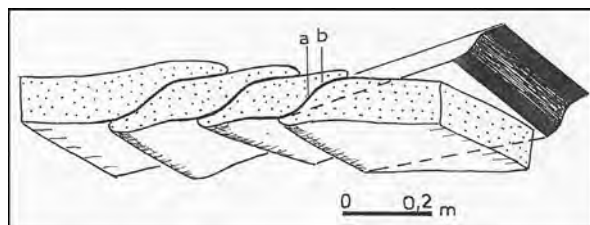


Fig. 19.–Imbricación de rampas sigmoidales. a) Concavidad con pendiente de cerca de  $25^\circ$ - $30^\circ$ . b) Punto de inflexión con pendiente de cerca de  $50^\circ$ .

–Horses imbrication. a) Concavity with about  $25^\circ$ - $30^\circ$  inclination. b) Inflexion point with about  $50^\circ$  inclination.

### C) Interpretación y discusión

Según la definición de FOUCAULT & RAOULT (1984), una rampa corresponde a la parte inclinada del contacto cabalgante en el modelo geométrico descriptivo, que se reconoce por la constancia de su inclinación, comprendida entre  $25^\circ$  y  $30^\circ$ . Comparada con una rampa sigmoidal caracterizada por una pendiente variable que puede alcanzar los  $50^\circ$ , y una rampa "llana" donde la pendiente es generalmente inferior o igual a  $10^\circ$ , se hace necesaria una puesta a punto con el fin de intentar adaptar estos casos de estructuras al modelo geométrico descriptivo.

#### i. Funcionamiento y evolución de una rampa

En el caso de un banco arenoso que está afectado por una rampa de hábito sigmoidal, las dos extremidades del banco en forma de bisel, supra e infrayacentes al contacto (techo y muro), se acoplan respectivamente a la convexidad y a la concavidad del sigmoide naciente. Estas extremidades tienden a curvarse aún más hacia arriba (antiforme) y hacia abajo (sinforme) a medida que la estructura evoluciona debido a la amplificación del movimiento de cabalgamiento, que produce la rotación de la estructura (Fig. 20 A). La forma sigmoidal de la rampa tiende entonces a acentuarse, así como su pendiente. En el caso extremo, el dispositivo acaba por bloquearse debido a la intensificación de los fenómenos de frotamiento; una nueva rampa se iniciará entonces, y así sucesivamente.

El desdoblamiento local del banco arenoso por la rampa, que engendra el recubrimiento de sus extremidades, constituye la causa principal del engrosamiento que se observa. Este fenómeno puede acentuarse por deformación interna del banco y flujo del material en estado hidrolástico hacia los abovedamientos de las curvaturas. Puede ocurrir que este engrosamiento típico sea el único indicador de la presencia de una rampa sinsedimentaria, cuando ésta se encuentre completamente cicatrizada con posterioridad, durante la última etapa de litificación.

En estas condiciones, el antiforme que nace es poco comparable al descrito en el modelo geométrico descriptivo; en la mayor parte de los casos la rampa de techo está ausente. Por otra parte, en algunos casos expuestos, una rampa puede estar acompañada de un "antiforme" a techo y de un "sinforme" a muro (Fig. 20 A), pero en este último caso la estructura está por lo general abortada.

En el caso en que la parte inclinada del contacto cabalgante que afecta al banco arenoso esté débilmente inclinada (inferior o igual a  $10^\circ$ ), ésta no presenta entonces aspecto sigmoidal; es lo que hemos llamado "rampa plana o llana". En

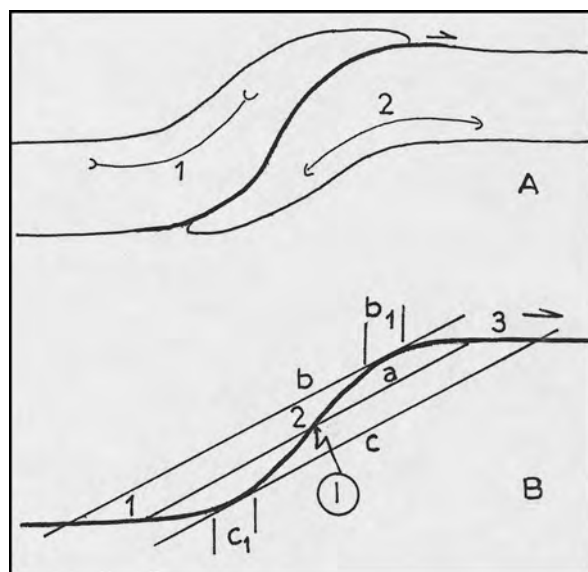


Fig. 20.—Desarrollo de una rampa sigmoidal. A) Vista global de una rampa sigmoidal evolucionada: 1- flexión sinforme, 2- flexión antiforme. B) Geometría de una rampa sigmoidal: 1- rellano inferior, 2- rampa, 3- rellano superior, a- rampa plana ideal que pasa por el punto de inflexión (I), b y c son las paralelas a (a) tangentes a la convexidad ( $b_1$ ) y a la concavidad ( $c_1$ ).

—Development of a horse. A) General view of an evolved horse: 1- synformal flexion, 2- antiformal flexion. B) Geometry of a horse: 1- lower flat, 2- ramp, 3- upper flat, a- ideal plane ramp passing through the inflexion point (I), b & c are the lines parallel to (a), tangent to the convexity ( $b_1$ ) and to the concavity ( $c_1$ ).

este caso, a uno y otro lado de la rampa, las dos extremidades del banco son subparalelas a ella y presentan un recubrimiento más importante facilitado sin duda por el movimiento libre del cabalgamiento. El hecho de que este tipo de rampas aparezcan generalmente aisladas está a favor de esta libertad de movimiento del cabalgamiento; de otro modo cuando éste se bloquea, varias rampas se relevan para impedir esta obstrucción del dispositivo, como es el caso de las rampas sigmoidales. Es sensato resaltar que en este caso hay ausencia de antiformes y de sinformes, y la deformación interna de los extremos del banco es generalmente débil o ausente.

#### ii. Determinación de la pendiente de las rampas sigmoidales

En las sucesiones arenoso-lutíticas que están afectadas por los cabalgamientos con rampas, sólo es aparente la parte inclinada del contacto (rampa) que afecta al banco arenoso; al nivel de los interbancos lutíticos, el cabalgamiento (rellano) está generalmente enmascarado debido a que aprovecha las superficies de estratificación.

Una rampa sigmoidal presenta una concavidad hacia lo alto en su enlace con el rellano inferior, y luego se convierte en más o menos lineal en la parte central, pasando por un punto de inflexión antes de empalmar con el rellano superior mediante una curvatura convexa hacia lo alto. El ángulo de la pendiente de la rampa varía pues de uno al otro punto, alcanzando un valor máximo en el punto de inflexión, donde puede sobrepasar los  $50^\circ$  (Fig. 20 B).

¿Cómo podemos entonces caracterizar una rampa sigmoidal desde el punto de vista de su pendiente? ¿Se trata de una rampa (s.s.) evolucionada, o de una estructura aparte? Para ello basta considerar una rampa plana ficticia que reúna las dos extremidades de la rampa sigmoidal en cuestión; ésta presentará entonces una inclinación constante en la que el valor angular corresponderá pues a la pendiente buscada. Se resalta que esta rampa construida pasa grosso-modo por el punto de inflexión del sigmoide. De aquí que para determinar la porción de la superficie de la rampa real que corresponde, desde el punto de vista de la inclinación, a la rampa ficticia, sea suficiente trasladar esta última paralelamente a sí misma hasta hacerla coincidir con una o varias porciones de la rampa efectiva. Así se separan dos puntos tangentes al sigmoide, que se sitúan al nivel del máximo de curvatura de la concavidad y la convexidad de la rampa observada (Fig. 20 B). Son pues las dos porciones de la rampa que tienen su eje en estos dos puntos, las que proporcionan el valor angular de la rampa que queremos medir. Esta pendiente, así determinada, es del orden de  $25^\circ$  a  $35^\circ$ , dato compartido por los autores precedentes.

### iii. Adaptación del modelo geométrico descriptivo

Del análisis de la geometría de las rampas sinsedimentarias que afectan a los bancos areniscos, se desprende que la terminología relativa al modelo geométrico descriptivo no puede aplicarse a la parte inclinada del contacto cabalgante y sus estructuras asociadas, si no es con ciertas restricciones. Así pues, la noción de rampa tal como está definida por este modelo geométrico descriptivo no puede aplicarse a los casos de estructuras presentados en este artículo, por las siguientes razones:

a) los dos extremos del banco a una y otra parte del contacto tienden a paralelizarse con él durante la evolución del dispositivo (caso de una rampa sigmoidal); la rampa de muro no toma forma;

b) en el caso en que las láminas que constituyen un banco arenoso sean visibles (pudiendo llegar al límite en el que se asimilen a capas),

sus deformaciones por “convoluciones” a uno y otro lado del contacto, así como su forma de gancho (caso de las figuras 4B y 4D) no están de acuerdo con las condiciones de formación de rampas y rellanos en el modelo geométrico descriptivo;

c) la existencia eventual de un doble plegamiento (antiforme del lado del techo y sinforme del lado del muro) no está prevista en dicho modelo.

Estas limitaciones nos conducen a reconsiderar un dispositivo elemental simple que haga referencia únicamente a la geometría del propio contacto. Este motivo de base comprende dos partes horizontales separadas por una porción inclinada. Se distinguirá entonces un rellano inferior, situado al pie de la pendiente que constituye la rampa, y otro superior, en lo alto de la pendiente. Por contra, en el caso de un contacto muy débilmente inclinado y de hábito plano (rampa plana), hay ausencia de rampas (de techo y de muro) y de plegamiento, ya que los dos extremos del banco se recubren ampliamente quedando paralelos al contacto. Por su ángulo de inclinación, que es muy débil, éste constituye un caso particular de cabalgamiento en rampa; no obstante, refiriéndonos a la definición de FOUCAULT & RAOULT (1984), siempre se tratará de una rampa.

### iv. Formación de las rampas y evolución del sistema: funcionamiento de una rampa

Una rampa puede concebirse como la refracción de un contacto anormal horizontal situado al nivel de un interbanco lutítico, a través del banco arenoso competente suprayacente. Este fenómeno asegura la transferencia del movimiento de cabalgamiento desde el interbanco lutítico subyacente al banco arenoso (o desde la interfase banco arenoso-interbanco lutítico), donde parece bloquearse, hacia el interbanco suprayacente. Así pues, una rampa asegura la desviación por “refracción” y la transferencia de un movimiento de cabalgamiento desde un nivel preferencial donde parece estar obstaculizado, hacia otro superior, más favorable al movimiento. Esta transferencia puede repetirse a través de un mismo nivel arenoso, de aquí la frecuente imbricación de escamas en el caso de rampas sigmoidales. Este fenómeno de imbricación expresa la progresión del movimiento de cabalgamiento por desbloqueo repetido, gracias al dispositivo de transferencia que es la rampa. En efecto, ésta acaba siendo rápidamente inoperante por el hecho de su evolución a resultas del aumento de su pendiente por rotación, con la subsiguiente intensificación de los fenómenos de rozamiento. Por



otra parte, éstas son la mismas causas que parecen estar en el origen de las rampas conjugadas. Este hecho es tan frecuente, que traduce la facilidad con que opera el sistema conjugado, hecho que parece estar favorecido esencialmente por la acción de una compresión horizontal a subhorizontal (cf. 5).

#### D) Conclusión

El análisis detallado de los cabalgamientos con rampas y sus estructuras asociadas, en sectores alejados entre sí, muestra la existencia indudable de una tectónica compresiva sinsedimentaria, extendida en el tiempo. Las características geométricas constantes de las estructuras tectónicas, la armonía de la sucesión de los diferentes eventos en el caso de estructuras polifásicas, la vergencia opuesta no fortuita de las rampas respecto a la escasez de removilización de sedimentos hidroplásticos y de *slumping* (salvo en la base de la Fm. Al Mechra: LAKHLOUFI, 1992, p.326), son otros tantos argumentos que se oponen a una deformación de los sedimentos bajo el efecto de su propio peso o de cualquier causa inherente al medio sedimentario.

Tras la restitución a la horizontal de  $S_0$  y basándonos sobre todo en la dirección de los pliegues sinsedimentarios de los sectores de Sidi Qadi Haja y del ojal de Rommani, se esboza una dirección de compresión global NE-SW (Fig. 21). La dirección dominante de las rampas varía entre N 80 y N 130, siendo la más frecuente N 100-130.

En los sectores de Koudiat Twicha, Oulad Baba Ali y Bled Bel Allawi, pese a la dispersión de la dirección de las rampas —hecho que es tributario de un plegamiento múltiple durante la estructuración de la cuenca, y de la rotación de bloques separados unos de otros por accidentes— éstas son comparables geométricamente a las de Sidi Qadi Haja y del ojal de Rommani. Esta dispersión impide determinar cualquier dirección de la compresión que les ha engendrado. En el estado actual de los datos sólo podemos atribuir su génesis a los esfuerzos NE-SW previamente puestos en evidencia.

Sabiendo que la dirección de los esfuerzos de edad bretónica implicados en la apertura de la cuenca es ENE-WSW, éstos parecen haber efectuado una ligera rotación antihoraria (o rotación horaria del edificio respecto al acortamiento, que permanece de dirección invariable), en el Viseense Superior. Es esta rotación la que parece haber desencadenado un cambio en el régimen de esfuerzos, al menos en lo que concierne a esta parte de la cuenca.

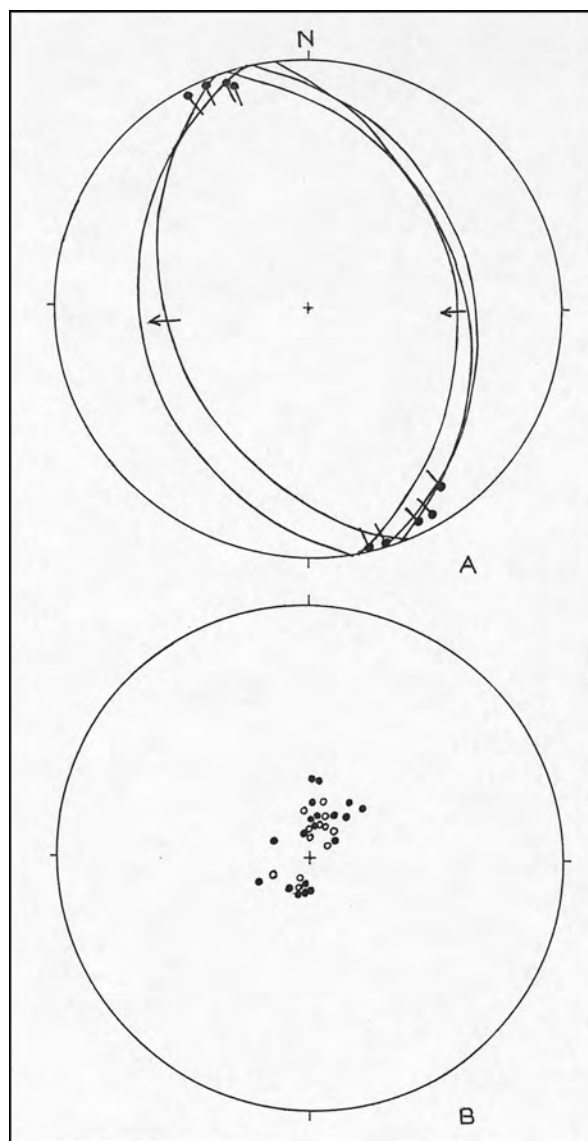


Fig. 21.—A. En el ojal de Rommani: pliegues sinsedimentarios (sin relación con las fallas inversas y rampas) y disposición de las fallas normales ( $x = 385,4$ ;  $y = 326,65$ ) y fallas inversas ( $x = 384,8$ ;  $y = 326,3$ ).

—B. Estereograma de la traza polar de las rampas en el ojal de Rommani (círculos blancos) y en el sector de Sidi Qadi Haja (círculos negros).

(A y B sobre el hemisferio superior de la falsilla de Wulff)

—A. Inside the Rommani inlier: synsedimentary folds (no links with the reverse faults and ramps), and attitude of normal faults ( $x = 385,4$ ;  $y = 326,65$ ) and reverse faults ( $x = 384,8$ ;  $y = 326,3$ ).

—B. Polar trace stereogram of ramps inside the Rommani inlier (white circles) and into the Sidi Qadi Haja sector (black circles).

(A & B on the upper hemisphere of the Wulff's canvas).

### 3.1.2. Fallas inversas y pliegues

#### A) Fallas inversas

Por fallas inversas se designa el caso clásico de estas estructuras que son de geometría y pendiente cualesquiera, y que no responden al modelo geométrico descriptivo de los cabalgamientos con rampas. Estas fallas aparecen localmente en el ojal de Rommani, donde afectan al propio nivel litoestratigráfico descollante, a la vez que fallas normales (cf. 3), pero en lugares diferentes.

El nivel prominente en cuestión corresponde a una barra areniscosa de 10-15 m de potencia, dirigida ENE-WSW e inclinada hacia el norte, que constituye el armazón del ojal, que se intercala entre algunos centenares de metros de arenolutitas, y que a su vez está dividida en dos términos por una interbarra (Fig. 22) que varía de 0,5 a más de 4 m de potencia.

En el punto  $x = 384,85$ ;  $y = 326,6$ , el primer término de la barra areniscosa y la interbarra

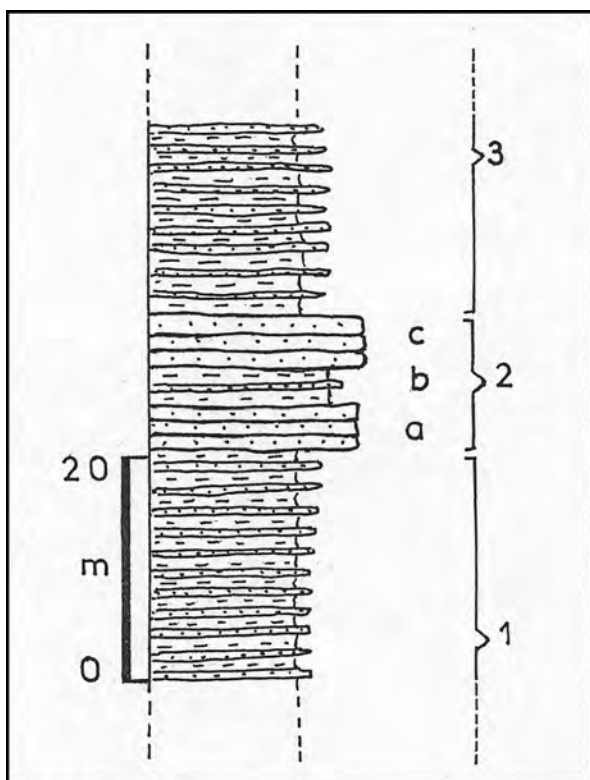


Fig. 22.—Barra areniscosa descollante del ojal de Rommani. 1 — término areniscoso — lutítico inferior, 2 — barra areniscosa: primer término (a), interbarra (b), segundo término (c), 3 — término areniscoso-lutítico superior.

—Outstanding sandstone bar of the Rommani inlier.  
1 — Sandstone — lutitic lower member, 2 — Sandstone bar: first layer (a), interbar (b), second layer (c), 3 — Sandstone-lutitic upper member.

están afectados por un accidente inverso N 170; 60 E (tras restitución a la horizontal de So), de desplazamiento horizontal plurimétrico (Fig. 23). El juego de este accidente se expresa al nivel de la interbarra por un contraste de espesor entre el compartimento superior y el inferior. Este último está, además, jalonado por una especie de brecha intraformacional y por bancos areniscosos derrumbados. Este dispositivo está fosilizado por el término superior de la barra areniscosa que se inflexiona, desplomándose hacia el compartimento hundido. Además de esta inflexión del conjunto del término superior, los bancos areniscosos y sus estructuras internas se presentan perturbados.

Así pues, el juego principal de esta falla es posterior al primer término de la barra areniscosa, contemporáneo del depósito de la interbarra, y generalmente anterior al segundo término areniscoso. La fuerte pendiente de la falla es incompatible con cualquier origen del movimiento de los sedimentos bajo el efecto de su propio peso, o con una causa cualquiera inherente al medio sedimentario. Si éste fuera el caso, esta falla se habría generado hacia el pie de la pendiente sobre la cual se desplazarían los sedimentos “saciados” de agua, y estaría débilmente inclinada. Además, pese a la naturaleza sinsedimentaria de la deformación, ésta está lejos de ser al estado hidrolástico (tal como lo habría sido, si se hubiera tratado de una simple removilización de sedimentos aún colmados de agua).

#### B) Plegamiento

Más al oeste, en  $x = 384,8$ ;  $y = 326,3$ , se pueden describir algunos ejemplos de pliegues sinsedimentarios típicos que afectan localmente a la base del segundo término de la citada barra areniscosa. Así, en el límite de la interbarra con el término areniscoso suprayacente, los bancos de arenisca de espesor centimétrico están afectados por pliegues decimétricos N 140°- N150° de vergencia W, que a veces evolucionan a fallas inversas direccionales de desplazamiento horizontal decimétrico y de la misma vergencia (Fig. 24). En la vertical, bajo estas estructuras se desarrolla un ancho abovedamiento anticlinal, que deforma a bancos areniscosos de espesor decimétrico, amalgamados y biselados lateralmente. Los biseles vienen a amoldarse contra la charnela anticlinal; se trata pues de bancos que se engrosan al nivel de los flancos. Este dispositivo está sellado por bancos de espesor constante, que presentan en principio una débil curvatura para continuar después completamente horizontales.

En este mismo punto de observación podemos describir el caso de una segunda estructura sedimentaria típica que corresponde a un pliegue anticlinal métrico N° 140, en parte “isopaco”, de vergencia NE (Fig. 25). De más antiguo a más moderno de entre los bancos deformados, desde el núcleo del pliegue, se presentan tres casos de estructuras según el grado de flexión de los bancos y la variación lateral de su espesor:

El primer caso (a) es el de bancos formando el núcleo del anticlinal, que presentan un espesor constante y que son los más deformados; ésta es la parte “isopaca” del pliegue, y la que presenta la curvatura más importante. Este primer conjunto está sobremontado por otro (b), constituido por dos bancos areniscosos, b1 y b2: éste es el segundo caso. El b1 es un banco compuesto formado por dos unidades amalgamadas, U1 y U2. Excepto la base de U1, que se acopla sobre charnela del primer conjunto, la curvatura de b1 y de b2 es débil y su espesor crece gradualmente según nos alejamos de la charnela anticlinal. El mayor contraste de variación lateral del espesor lo presenta U1, a cuyo techo se instalan pequeños surcos de erosión bajo la vertical de la charnela del primer conjunto plegado. El b2 está apenas curvado y sólo un poco engrosado lateralmente. Este mismo dispositivo está sellado por los bancos de un tercer conjunto areniscoso; se trata del tercer caso. Aparte de la base del primer banco de este conjunto, que fosiliza la curvatura del techo de b2, no se ha observado en él ninguna deformación ni variación lateral del espesor.

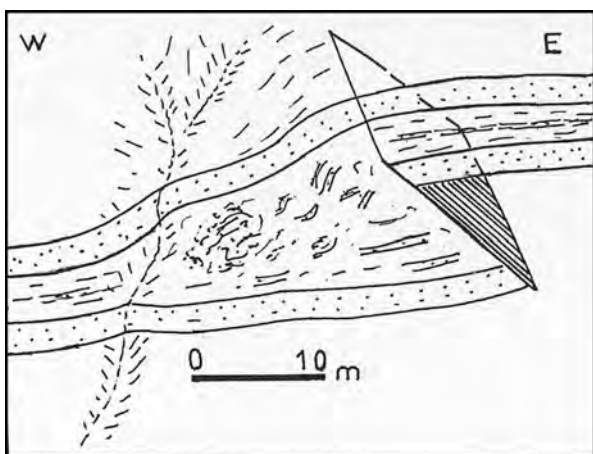


Fig. 23.—Falla inversa sinsedimentaria.  
—Synsedimentary reverse fault.

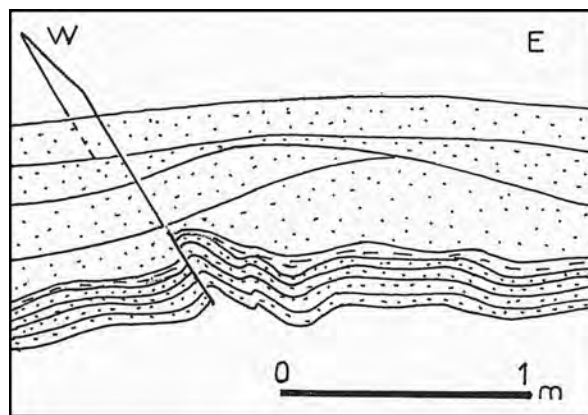


Fig. 24.—Estructura compresiva sinsedimentaria.  
—Synsedimentary compressional structure.

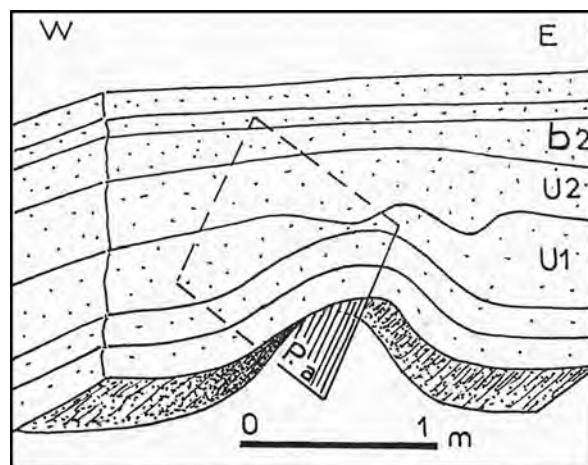


Fig. 25.—Anticlinal sinsedimentario.  
—Synsedimentary anticline.

Así pues, del análisis detallado de esta estructura anticlinal se concluye que el plegamiento se ha efectuado con posterioridad al depósito de los bancos del primer conjunto, previamente litificados, y anteriormente al tercer conjunto (tercer caso de estructura), en tanto que es coetáneo del depósito de b1 y de b2, que fosilizan pues una flexión dilatada en el tiempo.

Estos datos muestran que estas estructuras se generan bajo el control de una tectónica sinsedimentaria.

En el caso del último anticlinal tenemos una estructura que nace gradualmente; lo esencial de la flexión afecta al primer conjunto de bancos areniscosos y crea un abovedamiento anticlinal (pequeño alto fondo) que es responsable del aumento local de la energía del medio, que da



lugar a la instalación de surcos de erosión sobre el techo de U1, cuyo importante engrosamiento lateral tiende a reducir las desigualdades del fondo que el plegamiento ha generado. El resto del conjunto 2 (U2 y b2) presenta una curvatura relativamente constante, lo que prueba que una segunda flexión, menos importante, culmina la historia sinsedimentaria de esta estructura.

El hecho de que la vergencia de este pliegue sea hacia el NE, contraria a la de las otras estructuras compresivas en esta parte del sector, constituye otro argumento que se opone a un simple deslizamiento de sedimentos “hidratados” sobre una presunta pendiente, que estaría vuelta hacia el sector SW. Por el contrario, este hecho se correlaciona con la vergencia conjugada de las rampas.

Así, el análisis detallado de los cabalgamientos con rampas, las fallas inversas y los pliegues en la parte centrooccidental de la Cuenca de Sidi Bettache nos ha permitido establecer el carácter sinsedimentario compresivo de la deformación tectónica. Ésta afecta a terrenos de edad Viseense Superior, con capas horizontales que están constituidas esencialmente por una alternancia de arenisco-lutitas y de barras areniscosas tanto litificadas, como sublitificadas o aún en vías de sedimentación. Es en estas condiciones en las que la compresión ha favorecido los cabalgamientos, que no han hecho más que aprovechar las discontinuidades preexistentes, que son los planos de estratificación. Este hecho es también responsable de la impronta poco espectacular de esta deformación. Las rampas y los eventuales pliegues y fallas inversas representan en cierto modo un “ruido de fondo” que revela la existencia de cabalgamientos horizontales cuya amplitud no puede precisarse en el estado actual de los datos.

### 3.2. Las estructuras sinsedimentarias distensivas

#### 3.2.1. Caracterización

Estas estructuras han sido observadas sólo en el ojal de Rommani, donde se hacen visibles a través de los diferentes términos del cretón arenoso culminante (Fig. 26), afectando sólo al primer término arenoso y a la interbarra suprayacente. Tienen una disposición media (dirección y buzamientos tras restitución a la horizontal de la  $S_0$ ) N 150–N 170; 60–75 W, y presentan un desplazamiento horizontal decimétrico a plurimétrico. Sólo el espesor de la interbarra está condicionado por el juego de estas fallas, pudiendo variar entre 0,5 m al nivel del compartimento levantado, y más de 4 m al nivel de su adyacente, hundido (Fig. 26).

Estas fallas, exclusivamente inclinadas hacia el oeste, se observan en muy buenas condiciones de afloramiento en los alrededores del punto x = 385,4; y = 326,65, donde dan lugar a un hundimiento en el mismo sentido, mientras que el basculamiento de los compartimentos se produce en sentido opuesto a su frente. Se trata de fallas normales contrarias que dan lugar a la formación de semigrábenes a escala decamétrica. Este hecho se evidencia por el engrosamiento progresivo de la interbarra en dirección al frente de la falla. Este dispositivo está sellado por el segundo término de la barra areniscosa, que no presenta más que raramente fallas normales de desplazamiento horizontal débil, que afectan sólo a la base del apilamiento de bancos areniscosos.

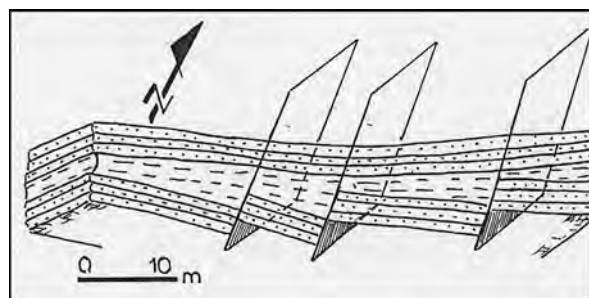


Fig. 26.—Fallas normales sinsedimentarias con formación de semigrábenes.

—Semigraben-forming synsedimentary normal faults.

Así, en ausencia de cualquier dato acerca de una eventual emersión anterior al segundo término de la barra areniscosa, estas fallas constituyen la rúbrica de una actividad tectónica sinsedimentaria posterior al primer término arenoso de la barra, y coetáneo del depósito de la interbarra.

El basculamiento de los compartimentos hundidos hacia el frente de las fallas está muy probablemente relacionado con una disminución brutal de su buzamiento en profundidad, a semejanza de las “fallas panameñas” (FOUCAULT & RAOULT, 1984), que son un caso particular de las fallas lítricas. La falla tiende en este caso a paralelizarse en profundidad con la estratificación. La hipótesis de la existencia de este tipo de fallas puede acreditarse por su fuerte pendiente, ya que en el caso de una falla lítrica clásica —en forma de cuchara— el buzamiento es generalmente débil y el basculamiento del compartimento hundido está acompañado de una flexión en forma de bóveda anticlinal en las proximidades de la falla. El dispositivo contemplado en este caso es el de fallas normales que se incorporarían en profundidad a un

contacto horizontal o subhorizontal, al cual tienden a paralelizarse. Esto es, muy probablemente, la expresión en superficie de un contacto tectónico cabalgante en profundidad, en el que la distensión se instalaría hacia el dorso del cabalgamiento (Fig. 27).

Sin embargo, estas estructuras podrían haber sido generadas igualmente por el movimiento de sedimentos todavía colmados de agua bajo el efecto de su propio peso, incluso sobre una pendiente débil. Las “fallas normales” se desarrollarían entonces cuesta arriba de la pendiente, mientras que hacia abajo los sedimentos estarían eslampizados y cizallados (según el esquema clásico de este tipo de fenómeno). No obstante, el hecho de que los bancos areniscosos (del primer término de la barra areniscosa y de la interbarra suprayacente) que están afectados por estas fallas no presentan deformación hidrolástica notable, convierte en poco plausible esta segunda hipótesis.

Por otra parte, las fallas normales que afectan al primer término de la barra areniscosa y a la interbarra, son perfectamente sincrónicas de las fallas inversas y pliegues que afectan a estos mismos niveles más hacia el oeste. También allí, el funcionamiento simultáneo de las fallas normales con frente oeste que afectan a la parte oriental de la barra, y las fallas inversas inclinadas al este que afectan a la parte occidental (Fig. 27), podría sugerir una distensión hacia lo alto de una eventual pendiente, y una compresión hacia abajo de ésta durante un hipotético desplazamiento de sedimentos embebidos en agua bajo el efecto de su propio peso. Ahora bien, el fuerte buzamiento de estas fallas, y la ausencia de *slumping* y de estructuras

de desplome de sedimentos hidrolásticos al nivel del primer término de la barra y la interbarra, representan condiciones limitantes para la existencia de un tal fenómeno. No obstante, el mismo esquema puede ser contemplado, aunque teniendo en su lugar como motor un despegue en profundidad bajo el efecto de un impulso tectónico.

### 3.2.2. Interpretación y discusión

Desde el punto de vista cinemático, un cabalgamiento es sinónimo de un esfuerzo horizontal o subhorizontal que coincide con el sentido general del desplazamiento. Además, los datos suministrados por el análisis de las rampas, tales como la vergencia conjugada y la facilidad con que una rampa de la misma vergencia o de vergencia opuesta puede relevar a otra, abogan a favor de la horizontalidad del esfuerzo. Este hecho está igualmente atestiguado por el desarrollo de cabalgamientos con rampas en relación con el plegamiento, en sucesiones heterolíticas (alternancias areniscoso-lutíticas) tabulares que sufrieran el acortamiento. La deformación heterogénea se manifiesta entonces únicamente en el interior de los planos de estratificación, y no oblicuamente a ellos, lo que es sinónimo de ausencia de flexión, o sea, de plegamiento. Por otra parte, la facilidad de la propagación de las rampas traduciría la facilidad con la que las interfases de estratificación se desacoplan y son removilizadas por los cabalgamientos. Esta disposición puede estar favorecida por la existencia de factores particulares, como por ejemplo la concentración de fluidos en estos horizontes o, simplemente, la lubricación de las interfases por una película de agua que no ha sido completamente expulsada de los sedimentos enterrados.

No obstante, la cuestión que se plantea concierne a la importancia de este acortamiento. En efecto, aunque el desplazamiento horizontal ocasionado por cada rampa y falla sea pequeño (generalmente de orden decimétrico a pluridecimétrico, rara vez métrico), la elevada frecuencia con que se repiten estas estructuras aboga a favor de un desplazamiento horizontal acumulado notable, o, dicho de otro modo, un acortamiento importante.

Sin embargo, dicho acortamiento no puede manifestarse únicamente al nivel de los depósitos en curso de sedimentación o subcontemporáneos con ellos; o también de otro modo, no puede funcionar sólo en superficie: toda la pila sedimentaria de la cuenca, o al menos la de la parte concernida de ella, es la que va a verse afectada por este esfuerzo, cuyas estructuras compresivas específicas en cuestión deberán forzosamente existir en profundidad; así, los niveles de despegue paralelos

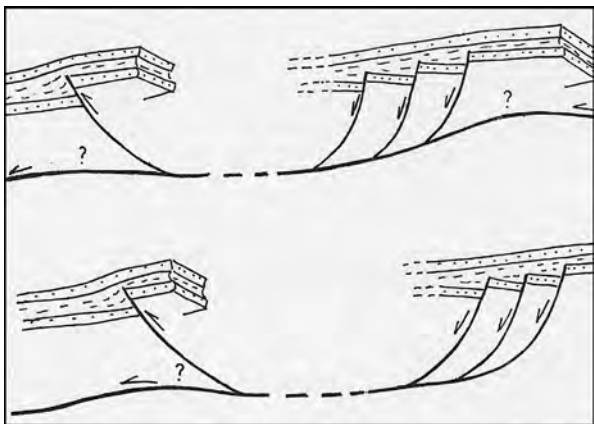


Fig. 27.—Hipótesis explicativas de la actividad simultánea de fallas normales e inversas.

—Explanatory hypothesis on the synchronous normal and reverse fault activity.

a la estratificación permitirían entonces la liberación de las tensiones generadas por el acortamiento. Ahora bien, tales despegues no han podido ser identificados, al estado actual de los datos; no obstante, diversos factores pueden hacer muy delicada tal identificación:

a) La ausencia de rampas en niveles profundos por razones desconocidas, tales como la existencia de importantes niveles preferenciales de despegue, que concentran el movimiento, inhibiendo entonces la repartición y transferencia del desplazamiento entre una multitud de interfases sedimentarias.

b) La dificultad de identificar tales niveles de despegue, dado que afectan a sucesiones enterradas y completamente litificadas; de aquí la ausencia de criterios sinsedimentarios de la deformación que permitan ponerlos en evidencia.

c) Tales niveles de despegue podrían confundirse con zonas de cizalla en las que las rampas serían difíciles de diferenciar de fracturas de tipo "P" (Fig. 13 A y B), al modo del ejemplo del paraje 2 de Sidi Qadi Haja (Fig. 12), donde la evolución extrema del dispositivo genera un desmembramiento amigdalario de los niveles areniscos que es imposible diferenciar de un corredor de cizalla. Este caso es tanto más delicado de poner en evidencia, cuanto que sabemos que los niveles de emersión de tales contactos pueden estar verticalizados por efecto de ulteriores fases de plegamiento.

El esfuerzo NE-SW puesto en evidencia por el estudio de los pliegues y rampas justifica igualmente las fallas inversas NNW-SSE (N 140°-N160°) de la parte occidental del ojal de Rommani; no obstante, la presencia de fallas normales N 150°-N170° plantea problemas en este contexto compresivo sinsedimentario (Fig. 21). ¿Están asociadas –como hemos presumido– junto con las fallas inversas, a un despegue profundo hacia el oeste o el sudoeste (no visible en el ojal)? Las fallas normales tomarían entonces nacimiento en la parte levantada del cabalgamiento, tanto si es completamente hacia arriba del contacto, como bajo la vertical de una eventual ondulación convexa de éste, en la parte empinada hacia abajo. En este caso, las fallas normales se comportarían como estructuras de compensación (Fig. 27).

#### 4. CONTEXTO GEODINÁMICO

Desde el punto de vista geodinámico, el esfuerzo precoz NE-SW sinsedimentario intra-Viseense Superior, puesto en evidencia en la parte centrooccidental de la Cuenca de Sidi

Bettache, puede representar, dentro de la estructuración de esta cuenca (cuya actividad sísmica contemporánea se evidencia en los *slumps* y removilizaciones hidroplásticas previas a esta deformación tectónica sinsedimentaria: LAKHLOUFI, 1992), o un episodio precursor de la etapa cuya impronta radiométrica ha quedado marcada a los 320 Ma en el margen de esta cuenca, o bien ser ambos la expresión registral, discontinua y en niveles estructurales diferentes, de un mismo *continuum* deformativo. Al estado actual de los datos, y en ausencia de toda información sobre las características de este esfuerzo marginal y de las estructuras que haya podido engendrar, no se puede más que admitir que sea igualmente NE-SW, horizontal, idéntico al que acabamos de poner en evidencia en los sectores estudiados.

Sabiendo que todos los autores (PIQUÉ, 1979; LAGARDE *et al.*, 1984; LAGARDE, 1985; ROLÍN *et al.*, 1985; HOEPFFNER, 1987; LAKHLOUFI 1988; FADLI, 1990; ZAHRAOUI, 1991; TAHIRI, 1991) están de acuerdo en abrir la Cuenca de Sidi Bettache y hacerla evolucionar en el contexto de un esfuerzo ENE-WSW, la puesta en evidencia de esta deformación compresiva precoz, engendrada por un acortamiento NE-SW, es un hecho nuevo en la historia geológica de esta cuenca, y en general de la Meseta noroccidental. ¿Ha habido rotación antihoraria de los esfuerzos durante el curso de la evolución de la cuenca, rotación horaria de ésta, o se trata simplemente de una permutación de ambas rotaciones con reorientación local?. En resumen, ¿se trata, en la historia de la evolución de la cuenca, de la etapa transpresiva concebida por los modelos antes citados?.

Para responder a estas cuestiones, deberemos apelar a otros argumentos, tales como la historia del magmatismo básico de la cuenca (LAKHLOUFI, 1988, 1992; LAKHLOUFI *et al.*, 2000). En efecto, se ha demostrado que el emplazamiento de las lavas básicas es esencialmente tributario de la actividad distensiva de los accidentes N 140°-160° durante el Tournaisiense y el Viseense Inferior; accidentes que compartimentan las partes central y occidental de la cuenca. Se sabe también que esta actividad magmática ha cesado ulteriormente, como testimonio la desaparición bajo los terrenos de edad Viseense Medio-Viseense Superior, al este de Had Brachwa, de un importante alineamiento magmático que enlaza los bordes norte y sur de la cuenca (LAKHLOUFI *et al.*, 2000). Sabiendo que por su orientación estos accidentes son globalmente perpendiculares a los empujes tectónicos ENE-WSW, deberían pues estar comprimidos; ahora bien, presentan un



comportamiento distensivo. Este hecho no puede ser concebido a menos que se contemple una permutación del campo global de esfuerzos a la escala de la cuenca. Ésto es la definición misma de una transtensión. A partir de este momento se sabe también que los terrenos del Viseense Superior están afectados por una tectónica compresiva sinsedimentaria, al menos en la parte centrooccidental de la cuenca, parte donde los trazos estructurales principales están dominados por los accidentes N° 140°-160° (LAKHLOUFI, *in prep.*)

Así pues, en el curso de la evolución de la Cuenca de Sidi Bettache, ésta ha pasado de un régimen tectónico distensivo, a la escala de la cuenca, a otro compresivo, al menos a la escala de su mitad occidental, y esto dentro de un campo de acortamiento un poco oblicuo con respecto al global inicial. Tanto si se trata de una rotación antihoraria de dicho acortamiento, como de una rotación horaria del edificio, o simplemente de una reorientación local con permutación de los esfuerzos, en todos los casos se pasa a un régimen tectónico transpresivo. El régimen de esfuerzos se uniformiza o tiende a uniformizarse entre el interior y el exterior de la cuenca. Este cambio en el estado de los esfuerzos al nivel del área de sedimentación inicia la cuenta atrás de su cierre, y por consiguiente, de su estructuración.

## 5. CONCLUSIÓN GENERAL

Los nuevos datos, objeto de este artículo, presentan un doble interés, ya que se centran sobre un problema original de geología regional, y a la vez sobre un aspecto fundamental de la tectónica analítica.

– En geología regional, se pone en evidencia una deformación compresiva sinsedimentaria de edad Viseense Superior en la Cuenca de Sidi Bettache, bajo los efectos de un empuje NE-SW, horizontal, que releva en el tiempo a un régimen distensivo franco durante el Fameno-Tournaisiense-Viseense Inferior. En relación con sus márgenes, la evolución de la cuenca pasa pues por dos regímenes tectónicos: una transtensión y una transpresión. Esta tectónica compresiva de edad intra-Viseense Superior, aunque poco aparatosa en la Cuenca de Sidi Bettache, constituye un rasgo común en la evolución de las cuencas dinantienses de la Meseta noroccidental, como se confirma en la Cuenca de Azrou-Khénifra, donde está mejor conocida y es más espectacular (BOUABDELLI, 1989); no obstante, la que ha llamado más la atención hasta este momento ha sido su precedente tectónica distensiva.

Esta evidencia contribuye a disminuir el valor del concepto admitido hasta el momento, que estipula una migración en el tiempo y en el espacio de la onda orogénica desde la Meseta oriental, estructurada durante la Fase Bretónica, para no alcanzar la zona externa (Cuenca de Sidi Bettache) más que en el Namuro-Westfaliense.

– En tectónica analítica, los nuevos datos se centran sobre tres aspectos principales de la geometría de los cabalgamientos con rampas:

1. Sobre la geometría propia de una rampa. Ésta puede ser de hábito sigmoidal con inclinación variable según la parte considerada de la rampa, o plana, muy débilmente inclinada. La primera forma da lugar a desplazamientos horizontales pequeños, por bloqueo rápido del dispositivo, pero puede repetirse muchas veces, generando así imbricaciones de escamas y clases de dúplex. La forma plana, poco inclinada, aparece por lo general aislada, pero da lugar a desplazamientos horizontales más importantes que en el caso precedente.

2. Sobre la adaptación de los nuevos datos a la terminología del modelo geométrico descriptivo. En efecto, las nociones de rellano y de rampa se utilizan para el propio contacto, y no en función de su relación con la estratificación de techo y de muro.

3. Sobre la evolución de un cabalgamiento con rampas en un corredor tectónico con desmembramiento amigdalario de los bancos, comparable desde el punto de vista de su organización a un corredor de cizallamiento donde domina el juego de las fracturas de tipo “P”.

Por último, las observaciones efectuadas a escala decimétrica y métrica son preciosas por precisas, permitiendo pues acotar y comprender las modalidades de esta deformación. Sin embargo, debe señalarse que el carácter sinsedimentario de dicha deformación y la escala decimétrica de las estructuras generadas por ella, pueden ser la causa de la no conformidad entre la geometría de estas rampas y la del modelo geométrico descriptivo, que está concebido para estructuras a escala regional.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen las oportunas observaciones y comentarios de los revisores, Dra. Rosa Blanca Babín y Dr. Carlos Aramburu, que han contribuido a mejorar sensiblemente el texto.

*Recibido el día 29 de mayo de 2007*

*Aceptado el día 6 de enero de 2008*

## BIBLIOGRAFÍA

- AARAB, E. M. & BEAUCHAMP, J. 1987. Le magmatisme carbonifère pré-orogénique des Jbilet centrales (Maroc): précisions pétrographiques et sédimentologiques. Implications géodynamiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série 2*, **304** (4): 169-174.
- BOUABDELLI, M. 1989. *Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique: le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (Est du massif hercynien central du Maroc)*. 262 págs. Thèse Sciences ULP, Strasbourg.
- BOYER, S.E. & ELLIOTT, D. 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**: 1196-1230.
- BRADLEY, D.C. & BRADLEY, L.M. 1994. Geometry of an outcrop-scale duplex in Devonian flysch, Mine. *Journal of Structural Geology*, **16** (3): 371-380.
- DAHLSTROM, C.D.A. 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Canadian Petroleum Geologists Bulletin*, **18**: 332-406.
- EL HASSANI, A. 1990. *La bordure Nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne "calédonienne" des Sehoul et plateforme nord-mesétienne*. 196 págs. Thèse Sciences ULP, Strasbourg.
- ELLIOTT, D. & JOHNSON, M.R.W. 1979. Structural evolution in the northern part of the Moine thrust belt, N-W Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Science*, **71**: 69-96.
- FADLI, D. 1990. *Évolution Sédimentaire et structurale des bassins des Mdakra et du Khatouat; deux segments de la Meseta marocaine nord occidentale*. 316 págs. Thèse Sciences. Université Mohammed V, Rabat.
- FOUCAULT, A. & RAOULT, J. F. 1984. *Dictionnaire de géologie*, 317 págs. Masson & Cie. Éditeurs. Paris.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G., Eds. 2004. *A Geological Time Scale 2004*. 589 págs. Cambridge University Press Ed. Cambridge.
- GRAHAM, R.; HOSSACK, J.; DERAMOND, J. & SOULA, J.C. 1987. Géométrie des surfaces de chevauchement. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8 série, **3** (1): 169-181.
- HOEPFFNER, CH. 1987. *La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc*. 257 págs. Thèse Sciences. ULP. Strasbourg.
- HUON, S. 1985. *Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K/Ar dans les schistes paléozoïques du Maroc*. 124 págs. Thèse 3<sup>e</sup> cycle ULP. Strasbourg.
- IZART, A. & VIESLET, J.L. 1988. Stratigraphie, sédimentologie et micropaléontologie du Famennien, Tournaisien et Viséen du Bassin de Sidi Bettache et de ses bordures (Meseta marocaine nord occidentale). *Notes du Service Géologique du Maroc*, **44** (334): 7-14.
- LAGARDE, J.L. 1985. Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne de la Meseta marocaine. *Hercynica*, **1** (1): 29-37.
- LAGARDE, J.L.; BEAUCHAMP, J. & BOUABDELLI, M. 1984. *Structuration des bassins viséens de la Meseta marocaine*. 10<sup>ème</sup> R.A.S.T. Bordeaux, **31**, 577 págs. Société Géologique de France Éd. Paris.
- LAKHLOUFI, A. 1988. *Étude structurale de la région de Brachwa; parties centrale et nord orientale du Bassin dévono-dinantien de Sidi-Bettache*. 95 págs. Thèse 3<sup>e</sup> cycle E.N.S., Rabat.
- 1992. Mise en évidence d'un maillage de fractures précoces dans le Bassin de Sidi Bettache. Son rôle dans l'évolution post-dévonienne du Maroc hercynien nord occidental. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **336**: 323-341.
- 2002. *Évolution géodynamique des bassins de Sidi Bettache et de Brachwa-Maaziz et reinterpretation de l'histoire de l'Orogénese Hercynienne post-Viséenne au Maroc*. 519 págs. Thèse Sciences Université Mohammed V., Rabat.
- LAKHLOUFI, A.; HAMOUMI, N. & SAQUAQUE, A. 2001. Vergence des structures varisques et modalités de la structuration du Bassin de Sidi Bettache (Maroc hercynien nordoccidental): Implications géodynamiques. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, **96** (3-4): 17-28.
- LAKHLOUFI, A.; HAMOUMI, N.; SAQUAQUE, A.; AARAB, A. & JERMOUNI, A. 2000. El magmatismo básico en la cuenca fameno-dinantense de Sidi-Bettache (Marruecos hercínico noroccidental): nuevos datos. *Geogaceta*, **28**: 83-86.
- PETTIT, J.-P. & LAVILLE, E. 1987. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstones. In: M.E. JONES & R.M.F. PRESTON. Eds.: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. Geological Society Special Publication*, **29**: 107-121. London.
- PIQUÉ, A. 1979. *Évolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: La Meseta marocaine nord occidentale*. 253 págs. Thèse Sciences, ULP. Strasbourg. [Sciences géologiques. Mémoires. Strasbourg. **56**, 243 págs.].
- 1984. Faciès sédimentaire et évolution d'un bassin: le Bassin dévono-dinantien de Sidi-Bettache (Maroc nord-occidental). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 sér., **26** (6): 1015-1023.
- 1994. *Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale*. 284 págs. Ed. Pumag. El Jadida.
- PIQUÉ, A. & MICHARD, A. 1989. Moroccan hercynides. A Synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of west Africa. *American Journal of Science*, **289**: 286-330.
- RICH, J.L. 1934. Mechanics of low-angle faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **12**: 1584-1596.
- ROLIN, P.; CAILLEUX, Y.; DELOCHE, CH. & GONORD, H. 1985. Décrochements fini-dévoïens et ouverture de bassins de type pull apart. Deux exemples comparés: les bassins de Sidi Bettache (Maroc septentrional) et de Chateaulin (Bretagne Occidentale, France). *Comptes Rendus du 110<sup>e</sup> Congrès National des Sociétés Savantes, Sciences*, **VI**: 67-77. CTHS Éd. Paris.
- TAHIRI, A. 1991. *Le Maroc central septentrional: stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque, un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc*. 311 págs. Thèse Sciences, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- ZAHRAOUI, M. 1991. *La plate-forme carbonatée dévonienne du Maroc occidental et sa dislocation hercynienne*. 261 págs. Thèse Sciences, Université de Bretagne Occidentale. Brest.